

UNTERSUCHUNGEN ZUR
ENTWICKLUNG DES GEWÄSSERNETZES
SEIT DEM WÜRM MAXIMUM
IM BEREICH DES
ISAR-LOISACH-VORLANDGLETSCHERS

Rolf Schumacher

1981
1



Digitized by the Internet Archive
in 2026

UNTERSUCHUNGEN ZUR ENTWICKLUNG DES GEWÄSSERNETZES
SEIT DEM WÜRM-MAXIMUM
IM BEREICH DES ISAR-LOISACH-VORLANDGLETSCHERS

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
der
Fakultät für Geowissenschaften
der
Ludwig-Maximilians-Universität
München

vorgelegt von
Rolf Schumacher
München 1981

1. Berichterstatter: Prof.Dr.F.Wilhelm

2. Berichterstatter: Prof.Dr.F.Wieneke

Tag der mündlichen Prüfung: 16.6.1981



VORWORT

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit erhielt ich von meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr.F.Wilhelm. Für seine wissenschaftliche Betreuung, seine beratende Begleitung im Gelände sowie für die großzügige Überlassung von institutseigenen Geräten möchte ich an dieser Stelle meinen tiefen und herzlichen Dank aussprechen.

Besonderen Dank schulde ich auch Herrn Priv.Doiz.Dr.G.Sommerhoff, der am Fortgang der Arbeit lebhaften Anteil nahm und mich mit Rat und Tat unterstützte.

Folgenden Personen fühle ich mich zu weiterem Dank verpflichtet:

den Herren Dr.H.Jerz, Dr.W.Grottenthaler, Dr.W.Stephan, E.Buechler und A.Petschel (Bayerisches Geologisches Landesamt), die mir Einsicht in ihre noch unveröffentlichten Kartenblätter gewährten und mir mit wertvollen Auskünften und Hinweisen von großem Nutzen waren;

Herrn Dr.H.Frank (Bayerisches Geologisches Landesamt) und Herrn Dr.W.v.Spaeth für die Erlaubnis, ihre unveröffentlichten Diplomarbeiten zu verwenden;

Herrn Dr.H.Bögel (Geologisches Institut der Technischen Universität München) für die Genehmigung, die unveröffentlichte Diplomarbeit von H.Sichermann einzusehen;

meinem Freund Herrn A.Zwicker für seine Hilfe bei den Vermessungsarbeiten.

Das Anschauungsmaterial umfaßt Abbildungen, Bilder und Tafeln.

Unter Abbildungen sind die in den Text eingearbeiteten Kartenskizzen, Diagramme und sonstigen Skizzen zu verstehen, unter Bildern die eingestreuten Photographien. Die Tafeln befinden sich im Anhang der Arbeit. Sie bestehen aus sechs Tallängsprofilen und zwei Karten. Der in der maschinenschriftlichen Fassung der Arbeit enthaltene Ausschnitt aus der topographischen Karte 1:100 000 München und Umgebung konnte aus technischen Gründen nicht mitgedruckt werden. Zusammen mit den im Kartenverzeichnis aufgeführten Karten im Maßstab 1:25 000 und 1:50 000 sei diese Karte jedoch als Orientierungshilfe empfohlen. Sie umfaßt das gesamte Arbeitsgebiet und enthält nahezu alle im Text genannten Ortsnamen, die auf den Kartenskizzen aus Gründen der Übersichtlichkeit weggelassen wurden.

INHALTSVERZEICHNIS	Seite
VORWORT	I
INHALTSVERZEICHNIS	II
VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN	V
VERZEICHNIS DER TAFELN	VII
VERZEICHNIS DER BILDER	VIII
1. <u>EINLEITUNG</u>	1
1.1 <u>Problemstellung und Zielsetzung</u>	1
1.2 <u>Das Arbeitsgebiet</u>	7
1.2.1 Abgrenzung des Arbeitsgebietes	7
1.2.2 Geomorphologisch-geologischer Überblick	10
1.3 <u>Arbeitstechniken</u>	17
1.3.1 Geomorphologische Kartierung im Gelände	17
1.3.2 Vermessungsarbeiten	18
1.3.3 Schotteranalysen	19
2. <u>SPUREN DER WÜRMEISZEITLICHEN ENTWÄSSERUNG IM BEREICH DER ÄUSSEREN ENDMORÄNEN</u>	23
2.1 <u>Spuren der würmeiszeitlichen Entwässerung im Bereich der äußeren Endmoränen östlich der Isar</u>	23
2.1.1 Verlauf und Gestalt der Endmoränen	23
2.1.2 Die Abflusrrinnen	24
2.2 <u>Das eiszeitliche Entwässerungssystem an der Nahtstelle zwischen Wolfratshauser- und Starnberger Gletscher im Bereich der äußeren Endmoränen</u>	28
2.2.1 Überblick	28
2.2.2 Das Neufahrner Trockental	29
2.2.3 Das Wangener Trockental	32
2.2.4 Die Wangener Umfließungsrinne	35
2.2.5 Mögliche Ursachen der Terrassierung	38
2.3 <u>Die Hauptentwässerungsrinne der Isar</u>	42
2.3.1 Die Terrassen und ihre Verknüpfung	42
2.3.2 Die Beziehung zwischen der Hauptniederterrasse und den beiden äußeren Endmoränen	51
2.3.3 Prüfung der Vorstellungen C.Trolls über die Verknüpfung von Terrassen und Moränen an der Isar	53
2.3.4 Die Frage einer möglichen Verknüpfung der Altstadterrasse mit den Terrassen von Mühlthal	54
2.3.5 Überlegungen zum Alter der Altstadterrasse	56
2.3.6 Überlegungen zur Entstehung des Grünwald/Schwanecker- und des Giesing-Ludwigshöher Niveaus	59
2.3.7 Die Frage der spätglazialen Schwemmkegel als Korrelate der Terrassen	61

2.4	<u>Die Entwässerungsrinne des Gleißentales (Hachinger Tal)</u>	64
2.4.1	Die Terrassen	64
2.4.2	Die Verknüpfung der Terrassen mit den Endmoränen	66
2.4.3	Der ehemalige Deininger See	67
2.5	<u>Die Entwässerung an der Nahtstelle zwischen Wolfratshäuser und Tölzer Gletscher</u>	71
2.5.1	Versuch einer Verknüpfung von Wolfratshäuser- und Tölzer Gletscher mit Hilfe der Terrassen am Teufelsgraben	71
2.5.2	Versuch einer Verknüpfung von Wolfratshäuser- und Tölzer Gletscher mit dem Innegletscher durch die Verfolgung der Teufelsgraben-Terrassen bis zum Mangfallknie	77
2.6	<u>Zusammenfassung von Kapitel 2</u>	82
3.	<u>SPUREN EINER EHEMALIGEN ENTWÄSSERUNG AM INNENSAUM DES ÄUßEREN ENDMORÄNENGÜRTELS</u>	84
3.1	<u>Die Entwässerung an der Westflanke des Wolfratshäuser Gletschers auf dem Münsinger Höhenrücken</u>	84
3.1.1	Überblick	84
3.1.2	Die Eiszerfallslandschaft am Bachhauser Filz	85
3.1.3	Der ehemalige Bachhauser See	90
3.1.4	Die Münsing-Degerndorfer Abflußrinne	99
3.1.5	Die Kamesrücken bei Degerndorf	100
3.1.6	Die periphere Rinne von Schlederloh	101
3.2	<u>Das periphere Reichertshäuser Trockental</u>	104
3.2.1	Überblick	104
3.2.2	Die Aufhofener Stufe	105
3.2.3	Die Oehnböcker Stufe	106
3.2.4	Die Dettenhauser Stufe	109
3.2.5	Das Umschwenken der Entwässerung aus der peripheren in die zentripetale Richtung (Eglinger Schwelle und Eglinger Stufe)	112
3.2.6	Der obere Abschnitt des Reichertshäuser Tales und der Zusammenhang mit dem Bairawies-Dietramszeller Zweigbecken	114
3.2.7	Der Reichertshäuser "Moränenrücken"	121
3.3	<u>Entwässerungsspuren im weiteren Umkreis des Reichertshäuser Tales</u>	127
3.3.1	Die Feldkirchener Schotterflur und das Harmatinger Zweigbecken	127
3.3.2	Die Peretshofener Rinne	130
3.3.3	Die Entwässerung des Neufahrner Spornes	131

	Seite
3.4 <u>Die Zweigbecken von Bairawies-Dietramszell und Habichau mit ihren Kamesbildungen</u>	133
3.4.1 Überblick	133
3.4.2 Der Schmelzwassersee im Bairawies-Dietramszeller Zweigbecken und die nachfolgende Entwicklung des Entwässerungssystems	134
3.4.3 Die Kamesbildungen in den Zweigbecken von Bairawies-Dietramszell und Habichau	136
3.4.4 Die Kamesterrasse von Niederreuth	137
3.4.5 Der Kamesrücken östlich von Helfertsried	140
3.4.6 Die Kamesterrasse von Berg	149
3.4.7 Der Kamesrücken von Habichau	149
3.4.8 Die Höhenlage der Kamesbildungen	152
3.5 <u>Zusammenfassung von Kapitel 3</u>	157
4. <u>SPUREN EINER EHEMALIGEN ENTWÄSSERUNG IM ZENTRALEN BECKENBEREICH UND IN DER NÄHE DES ALPENRANDES</u>	159
4.1 <u>Entwässerungsrinnen im Bereich der Drumlinfelder von Herrnhausen und Königsdorf</u>	159
4.2 <u>Entwässerungsspuren am Fuße der Alpen im Umkreis von Bad Heilbrunn</u>	162
4.2.1 Das Oberbuchener Zungenbecken und die Unterbuchener Schotterterrasse	162
4.2.2 Die Eiszerfallsablagerungen im Oberbuchener Zungenbecken	165
4.2.3 Die Schotterterrasse von Murnsee/Kiensee	167
4.2.4 Die Karpfseeterrasse	169
4.2.5 Die Eiszerfallsablagerungen bei Untersteinbach und Unterenzenau	170
4.3 <u>Die Entwässerung im Tischberg-Gebiet</u>	171
4.4 <u>Die spätglazialen Schmelzwasserbildungen zwischen dem Tischberg-Gebiet und dem Alpenrand bei Großweil</u>	173
4.5 <u>Zusammenfassung von Kapitel 4</u>	179
5. <u>VERSUCH EINER SYNTHESE DER ENTWICKLUNG DES GEWÄSSER-NETZES IM BEREICH DES WOLFRATSHAUSER GLETSCHERS SEIT DEM HOCHGLAZIAL</u>	182
6. <u>ZUSAMMENFASSUNG</u>	189
LITERATURVERZEICHNIS	193
KARTENVERZEICHNIS	201
LEBENS LAUF	204

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN

Seite

Abb. 1	Die hochglaziale Entwässerung des Wolfratshauser Gletschers (zur Zeit der zweitäußersten Eisrandlage)	5
Abb. 2	Die heutige Entwässerung im Gebiet des Wolfratshauser Gletschers	6
Abb. 3	Die Lage des Wolfratshauser Gletschers innerhalb des Isar-Loisach-Vorlandgletschers	9
Abb. 4	Die Gliederung des Wolfratshauser Gletschers in seine genetischen Elemente	12
Abb. 5	Modell der Umlenkungsstelle in der Wangener Umfließungsrinne (Querschnitt)	37
Abb. 6	Modell der Umlenkungsstelle in der Wangener Umfließungsrinne (Grundriß)	37
Abb. 7	Das Entwässerungssystem an der Nahtstelle zwischen Wolfratshauser und Starnberger Gletscher im Bereich der äußeren Endmoränen	41
Abb. 8	Die Terrassen entlang der Isar zwischen Schäftlarn und Schwabing	63
Abb. 9	Die Terrassen im Gleißental (Hachinger Tal)	70
Abb. 10	Die Terrassen im oberen Abschnitt des Teufelsgrabens	76
Abb. 11	Die Terrassen im unteren Abschnitt des Teufelsgrabens	81
Abb. 12	Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Höhenrain	87
Abb. 13	Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Schwabbruck	88
Abb. 14	Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Buchsee	89
Abb. 15	Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Farchach	94
Abb. 16	Die Eiszerfallslandschaft am Bachhauser Filz	98
Abb. 17	Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Degerndorf	102
Abb. 18	Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Oehnböck/Wörschhausen	107
Abb. 19	Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Dettenhausen	111

	Seite
Abb. 20 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Dettenhausen/Egling	113
Abb. 21 Die Terrassen im unteren Abschnitt des Reichertshauser Trockentales	116
Abb. 22 Die Terrassen im oberen Abschnitt des Reichertshauser Trockentales	120
Abb. 23 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Feldkirchen/Reichertshausen (unteres Schotter- paket)	125
Abb. 24 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Feldkirchen/Reichertshausen (oberes Schotter- paket)	126
Abb. 25 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Thanning/Feldkirchen	129
Abb. 26 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Helfertsried 1	138
Abb. 27 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Niederreuth 3	139
Abb. 28 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Niederreuth 1	141
Abb. 29 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Niederreuth 2	142
Abb. 30 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Helfertsried 2 (foreset beds)	146
Abb. 31 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Helfertsried 2 (topset beds)	147
Abb. 32 Korngrößenvergleich zwischen topset beds und foreset beds im Aufschluß Helfertsried 2	148
Abb. 33 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Au	151
Abb. 34 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Habichau	156
Abb. 35 Ergebnisse der Schotteranalysen in Aushub- material bei Unterbuchen	164
Abb. 36 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß Murnsee	168
Abb. 37 Die jungeszeitlichen Schotterablagerungen und Randterrassen im Nordwesten des Kochel- seebeckens	175
Abb. 38 Die jungeszeitlichen Randterrassen zwischen Kochelsee und Murnauer Moos	178

VERZEICHNIS DER TAFELN

Tafel 1	Übersichtskarte über das Gebiet des Wolfratshauser Gletschers
Tafel 2a	Längsprofil des Neufahrner Tales
Tafel 2b	Längsprofil des Wangener Tales
Tafel 3	Längsprofil der Terrassen entlang der Isar zwischen Schäftlarn und Schwabing
Tafel 4	Längsprofil des Gleißentales
Tafel 5	Längsprofil des Teufelsgrabens
Tafel 6	Längsprofil des Reichertshauser Tales
Tafel 7	Karte der Entwicklung des Entwässerungsnetzes im Bereich des Wolfratshauser Gletschers

Die Tafeln befinden sich im Anhang der Arbeit.

VIII

VERZEICHNIS DER BILDER	Seite
Bild 1: Terrassen im Neufahrner Trockental	31
Bild 2: Terrassen im Wangener Trockental	34
Bild 3: Terrassenkante zwischen Hauptniederterrasse und Grünwalder Terrasse	47
Bild 4: Aufschluß Farchach	92
Bild 5: Aufschluß Farchach, Detail	93
Bild 6: Gestufte rechte Flanke des Reichertshauser Tales	108
Bild 7: Alter peripherer Unterlauf des Reichertshauser Tales (Dettenhauser Stufe)	110
Bild 8: Dettenhauser Stufe von zentripetaler Eglinger Stufe zerschnitten	115
Bild 9: Gleithangterrasse im Reichertshauser Tal bei Föggenbeuern	118
Bild 10: Aufschluß Feldkirchen/Reichertshausen	124
Bild 11: Aufschluß Helfertsried 2	144
Bild 12: Aufschluß Helfertsried 2, Detail	145
Bild 13: Die Kamesterrasse von Berg	150
Bild 14: Der Kamesrücken von Habichau	154
Bild 15: Aufschluß Habichau	155

1. EINLEITUNG

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Die vorliegende Arbeit ist eine Erweiterung meiner Zulassungsarbeit zum Staatsexamen (R. Schumacher 1977) über würmeiszeitliche Entwässerungssysteme zwischen Würm und Isar im Bereich der äußeren Endmoränen. Bei einer Durchsicht der wissenschaftlichen Literatur über die pleistozäne und holozäne Morphogenese fand ich eine Reihe von Spezialkartierungen zur Glazialmorphologie der weiteren Umgebung (L.v.Ammon 1894; D.Aigner 1910,1913; W.Koehne 1914,1915; A.Rothpletz 1917; O.Feichtmaier u.a. 1921, 1923; J.Knauer 1929, 1931, 1938; H.Tillmann 1953; H.Kallenbach 1964; P.Schmidt-Thomé 1967; H.Jerz 1969 und zwei noch unveröffentlichte Karten; W.Grottenthaler, zwei noch unveröffentlichte Karten; W.Stephan, noch unveröffentlicht; I.Schaefer 1978). Andererseits stellte ich fest, daß die Entwicklung des heutigen Gewässernetzes, soweit sie sich aus Relikten wie Taltorsi, Trockentälern und Talterrassen konstruieren läßt, nur fragmentarisch bearbeitet ist (A.Rothpletz 1917; F.Münichsdorfer 1922; O.Feichtmaier u.a. 1921, 1923; C.Troll 1924, 1926, 1937; J.Knauer 1929, 1931, 1937, 1938; M.Feulner 1956; H.Jerz 1969; I.Schaefer 1978). So schien es zweckmäßig, die im Raum Hohen-schäftlarn-Wangen-Leutstetten erprobten Untersuchungsmethoden auf einen Teilbereich eines Vorlandgletschers zwischen der äußersten würmeiszeitlichen Vereisungsgrenze und dem Alpenrand anzuwenden. Ausgewählt wurde der Isar - Loisach - Vorland - gletscher, speziell der Teilbereich des Wolfrats - hauser Gletschers und sein Vorfeld (siehe Kapitel 1.2.1 und Abb. 3).

Zur Zeit des Würmmaximums vor ca. 22 000 Jahren (nach F.Traub und H.Jerz 1976, S.190) bzw. 25 000 - 20 000 Jahren (nach P.Woldstedt 1954, S. 341) war das gesamte Gebiet vom Alpenrand bis zu den äußeren Endmoränen weit draußen im Alpenvorland von Gletschereis bedeckt. Die Eisoberfläche befand sich während des Würmmaximums am Alpenrand nach Funden von Erratica und Moränen in 1100 - 1200 m NN (A.Penck und E.Brückner 1909,S.180).

Sie lag am Rötelstein, nördlich des Heimgartens, in 1150 m NN (R.v.Klebelberg 1913, S.50), am Blomberg dagegen bereits unter 1000 m NN (R.v.Klebelberg 1914, S.261). An der äußeren Endmoräne bei Hohenschäftlarn lag sie in ca. 690 m NN. Aus diesen Höhenangaben errechnet sich ein Oberflächengefälle der Eismassen zum Außensaum von ca. 1 % (H.Jerz 1969, S.44). Zwar spielte auch im eisbedeckten Gebiet das fließende Wasser in Tunneltälern im Rahmen der subglazialen Entwässerung eine wichtige Rolle, doch diese Hohlformen wurden beim Abschmelzen des Eises durch Moränen und Schmelzwasserablagerungen plombiert.

An der nördlichen Vereisungsgrenze und im Bereich der äußeren Endmoränen wurde die glazialfluviale Formung sehr wirksam. Vom Rand des Eises strömten aus mehreren größeren und kleineren Gletschertoren Schmelzwässer zentrifugal ab. Sie schufen die Schwemmkegel der Münchener Schotterebene (C.Troll 1926; I.Schaefer 1978). Die rißeiszeitlichen Moränen und Schotterplatten wurden durch diese Schmelzwässer teils unterschritten, teils entstanden enge Durchbruchstäler (z.B. von Neukolbing nach Sauerlach oder von Endlhausen nach Altkirchen, siehe Kapitel 2.1).

Durch den Rückzug¹⁾ des Eises, worauf die Ablagerung der nächstinneren Endmoräne folgte, waren die Schmelzwässer gezwungen, zwischen den beiden Endmoränen in Umfließungsrinnen so lange peripher abzufließen, bis sie durch Lücken im äußeren Moränenwall in zentrifugale Richtung umbiegen konnten. In vielen der zentrifugalen und peripheren Abflußrinnen kam es zur Bildung von Flußterrassen.

Eine wichtige Zielsetzung der vorliegenden Arbeit besteht darin, die zentrifugalen und peripheren Rinnen zu kartieren, eine möglichst vollständige Bestandsaufnahme der Terrassenvorkommen durchzuführen, sie zu Abflußsystemen in unterschiedlicher

1) Wenn in dieser Arbeit in einzelnen Fällen von "Eisrückzug" die Rede ist, so ist darunter ein Zurückschmelzen im Rahmen des dynamischen Gleichgewichtes zwischen Gletscherbewegung und Ablation zu verstehen.

Höhenlage (sog. Niveaus) zu verknüpfen und mit Eisrandlagen in Zusammenhang zu bringen. Auch eine Verknüpfung des Untersuchungsgebietes mit den benachbarten Gletscherzungen wird angestrebt.

Als das Eis auf weiter innen gelegene Eisrandlagen zurückschmolz, bildeten sich erneut periphere Abflußwege, da die hochgelegene Zone der beiden äußeren Endmoränen den Weg nach außen abriegelte. Neu hinzu kam die Entstehung von Schmelzwasserseen. Nur noch an den Stellen, wo sich während der beiden äußeren Eisrandlagen die Hauptgletschertore befunden hatten und tiefe Abflußrinnen zur Verfügung standen, konnten die Schmelzwässer zentrifugal abfließen. Zunehmende Bedeutung erlangte der Zerfall des Eises zu Toteiskomplexen mit der damit verbundenen Kamesbildung.

Die Erfassung der damaligen Abflußverhältnisse, die Untersuchung von Terrassenvorkommen, die Rekonstruktion ehemaliger Seespiegelhöhen und die Frage nach der Rolle des Toteises stehen im Mittelpunkt des Interesses. Dabei wird versucht, einen Zusammenhang herzustellen zwischen den Abflußverhältnissen und Seebildungen im ehemals eisbedeckten Gebiet und den Eintiefungs- und Terrassenbildungsprozessen in den zentrifugalen Rinnen des Gletschervorfeldes.

Durch das Rückschmelzen des Eises aus den Zweigbecken wurde die Entwässerung von der peripheren in die zentripetale Richtung umgelenkt. Das Entwässerungsnetz richtete sich nun gegen die Becken hin.

Ziel der Arbeit ist es, die Beziehungen zwischen den verschiedenen Stadien des Eisrückzuges und Eiszerfalls einerseits und den Entwässerungsbahnen und Entwässerungsrichtungen andererseits zu erfassen. Ursache und Zeitpunkt (relative Datierung) des zentripetalen Umschwenkens sollen ermittelt werden.

Das vom Eis des Wolfratshauser Gletschers freigegebene Gebiet stellte schließlich eine Seenlandschaft dar, die nur noch einen einzigen Abfluß nach Norden besaß. Durch das Eindringen der Loisach aus dem Gebiet des Loisach-Ammersee-Teilgletschers und der Isar aus dem Gebiet des Tölzer Teilgletschers (A.Roth-

pletz 1917, S. 237, 243, 248, 253-254; H.Jerz 1969, S.59,66-70) wurden die Gletscherseen schließlich entleert und ein neues Gewässernetz ausgebildet, das heute noch besteht (siehe Abb.2).

In jeder Phase des Eisrückzuges und Eiszerfalles bildete sich somit ein zusammenhängendes, genetisch verflochtenes Entwässerungssystem heraus.

Die vorliegende Arbeit will die Entwicklung des heutigen Gewässernetzes auffinden. Das kann selbstverständlich nur für größere Gerinne erfolgen. Selbst da ergeben sich oft große Schwierigkeiten. Besonders im Bereich des Innensaumes der würmeiszeitlichen Vereisung wurden Schmelzwasserablagerungen häufig über Toteis geschüttet, das nachträglich ausschmolz und das gleichsinnige Gefälle zerstörte.

Für die Entwicklung des heutigen Gewässernetzes stellt sich die Frage: Ist das heutige hydrographische Netz (siehe Abb. 2) in einer kontinuierlichen Entwicklung aus der hocheiszeitlichen Entwässerung (siehe Abb. 1) hervorgegangen oder gibt es in dieser Entwicklung einen kräftigen Einschnitt, der eventuell durch das Seenstadium gekennzeichnet wird?

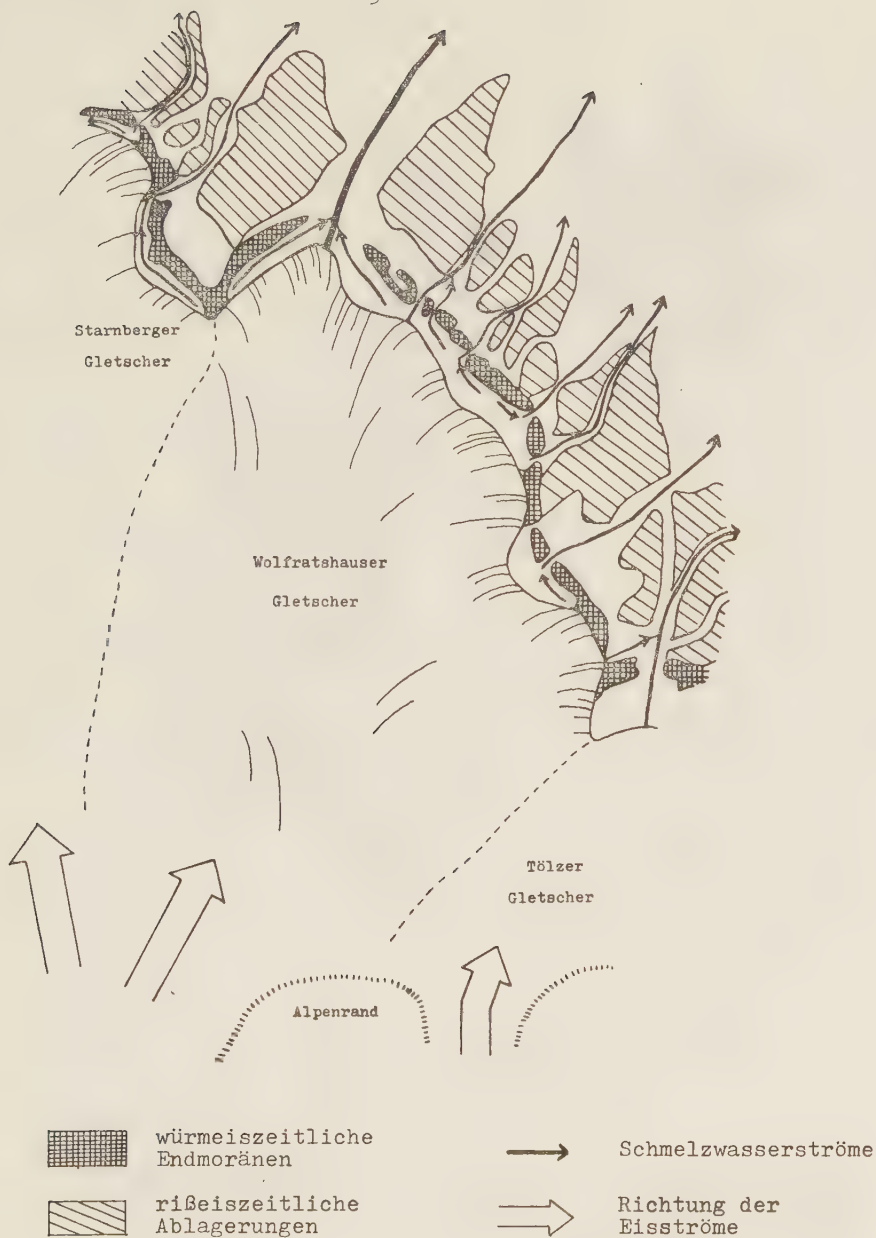


Abb.1 Die hochglaziale Entwässerung des Wolfratshauser Gletschers (zur Zeit der zweitäußersten Eisrandlage)



äußere würmeiszeitliche
Endmoränen

rißeiszeitliche
Ablagerungen

→ Entwässerungsadern

Abb.2

Die heutige Entwässerung im Gebiet des Wolfratshausener Gletschers

1.2 Das Arbeitsgebiet

1.2.1 Abgrenzung des Arbeitsgebietes

Als Arbeitsgebiet wurde ein Teilbereich des würmeiszeitlichen Isar - Loisach - Vorlandgletschers gewählt, da hier für die genannte Problemstellung geeignete Formenelemente vorliegen. Die Isar mit der Terrassenabfolge im Bereich der Münchener Ebene bildet den Hauptabfluß, an den sich periphere Entwässerungsrinnen anknüpfen lassen. Es liegt ein Seenstadium (Wolfratshauser und Rottacher See) vor (A.Rothpletz 1917, S. 233-237, 242-243; H.Jerz 1969, S.60-61, 1979,S.68) mit Umlenkung der Entwässerung in zentripetale Richtung, und es gibt bedeutende Eiszerfallslandschaften.

Im Gegensatz zum Inn-Chiemsee-Gletscher (C.Troll 1924) liegt für den Isar-Loisach-Vorlandgletscher noch keine ähnlich detaillierte Gesamtkartierung vor. Die einzige Gesamtkartierung von A.Rothpletz (1917) weist nur einzelne Formenelemente wie Endmoränen, Oser, Drumlins und ehemalige Seen aus. In einer Reihe von Punkten (einzelne Moränenzüge, Oser) gilt die Karte inzwischen als überholt. Es gibt jedoch einige Teilkartierungen älteren und auch jüngeren Datums (L.v.Ammon 1894; D.Aigner 1910, 1913; W.Koehne 1914, 1915; O.Feichtmaier u.a. 1921, 1923; J.Knauer 1929, 1931, 1938; H.Tillmann 1953; H.Kallenbach 1964; H.Jerz 1969, zwei weitere Karten noch unveröffentlicht; W.Grotten-thaler, zwei noch unveröffentlichte Karten; W.Stephan, noch unveröffentlicht; u.a.) sowie eine größere Anzahl von Textpublikationen (siehe Literaturverzeichnis). Die vorliegende Fragestellung nach der Entwicklung der Entwässerung ist bisher nicht zusammenhängend bearbeitet worden.

Bestimmend für die Wahl des Untersuchungsgebietes wurde auch die leichte Erreichbarkeit von München aus und die Ortskenntnis, die ich mir nicht zuletzt durch meine Zulassungsarbeit angeeignet hatte.

Bei der Fülle des Beobachtungsmaterials und dem Umfang der notwendigen Kartierungsarbeiten erwies es sich als zweckmäßig, die Untersuchungen auf einen Teilbereich des Isar-Loisach-Vorlandgletschers zu beschränken, nämlich auf den Wolfratshauser Gletscher. Der Name "Wolfratshauser Gletscher" ist der Literatur entlehnt (A.Rothpletz 1917, S.181; C.Troll 1925, S.285; H.Jerz 1969, S.8).

Im Westen, auf dem Münsinger Höhenrücken und am Tischberg, grenzt das Arbeitsgebiet an den Bereich des Starnberger Gletschers, im Südosten an das Gebiet des wesentlich kleineren Tölzer Gletschers (siehe Abb. 3 und Tafel 1). Die südliche Grenze des Arbeitsgebietes wurde am Alpenrand gezogen, wo der Eisstrom zwischen Bichl und Großweil ins Alpenvorland hinaustrat. Das Gletschervorfeld im Norden und Nordosten des Wolfratshauser Gletscherlobus wurde soweit in das Untersuchungsgebiet einbezogen, als sich entlang den eiszeitlichen Entwässerungsrinnen deutlich erkennbare Terrassen erstrecken. Das bedeutet, daß die Grenze an der Isar bei Milbertshofen und Freimann, am Gleißental (Hachinger Tal) bei Unterhaching liegt.

Im Verzahnungsbereich mit dem Starnberger Gletscher schien eine Einbeziehung des Wangener Entwässerungssystems (Kapitel 2.2) und von Teilen des Münsinger Höhenrückens (Kapitel 3.1) sinnvoll, da sich hier die Schmelzwässer der beiden Teilgletscher vereinigten und gemeinsame Formenelemente schufen.

Im Verzahnungsbereich mit dem Tölzer Gletscher wurde der gesamte Teufelsgraben, also die Hauptentwässerungsrinne des Tölzer Gletschers, mituntersucht, da in ihn eine zentrifugale Schmelzwasserrinne des Wolfratshauser Gletschers mündet (Kapitel 2.5). Hier bot sich die Möglichkeit, den Wolfratshauser- und den Tölzer Gletscher mit Hilfe von Flußterrassen zu verknüpfen. Auch Zusammenhänge der beiden Gletscher mit dem Inn-gletscher wurden durch den Teufelsgraben als Bindeglied deutlich. Das Arbeitsgebiet reicht deshalb im Osten bis zur Mündung des Teufelsgrabens ins Mangfalltal.

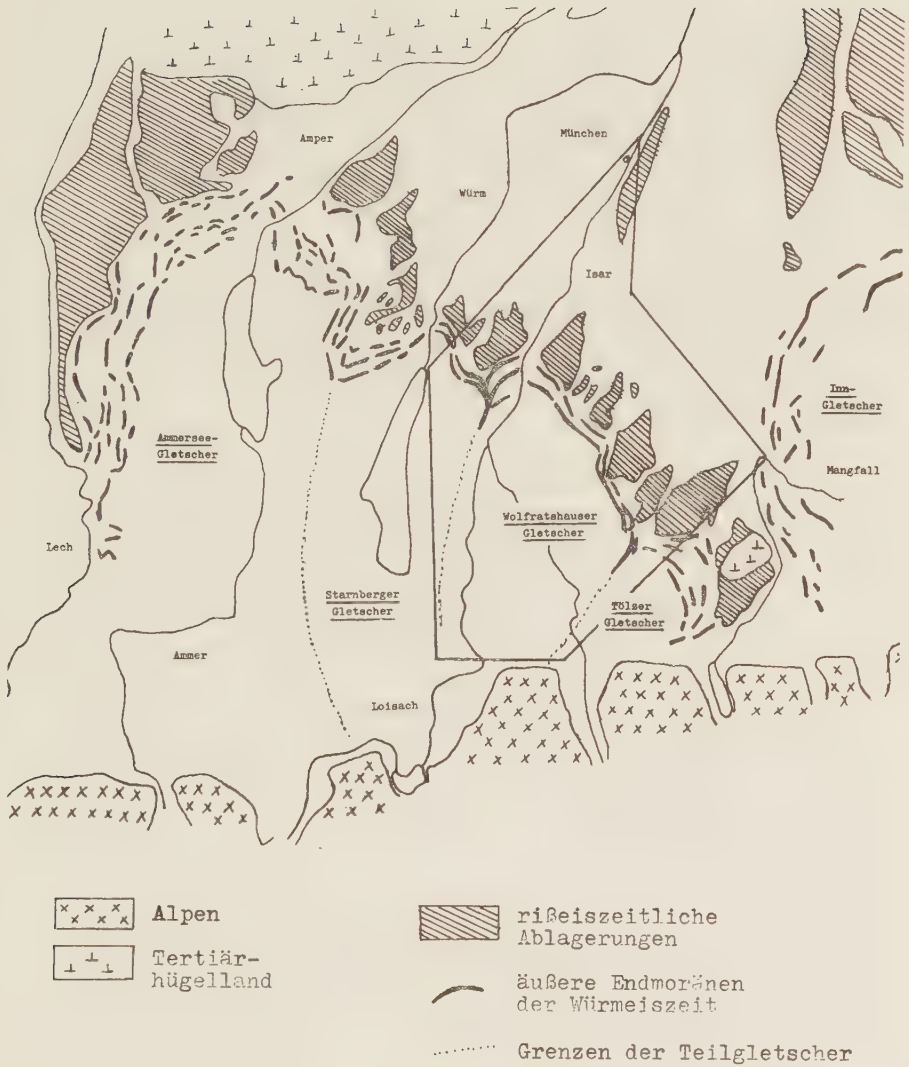


Abb.3 Die Lage des Wolfratshauser Gletschers innerhalb des Isar-Loisach-Vorlandgletschers

Das Arbeitsgebiet ist eingerahmt

Zwischen Bichl im SSW und Freimann im NNO ist der Untersuchungsraum 60 km lang.

1.2.2 Geomorphologisch-geologischer Überblick

Die grundlegenden Arbeiten über das Untersuchungsgebiet und seine Umgebung stammen von A.Penck und E.Brückner (1909) und von A.Rothpletz (1917). Zur weiteren Kenntnis der glazialen Ereignisse haben u.a. beigetragen L.v.Ammon (1894); D.Aigner (1910, 1913); W.Koehne (1914, 1915); O.Feichtmaier u.a. (1921, 1923); J.Knauer (1929, 1931, 1938, 1944); C.Troll (1925, 1926, 1936, 1937); E.Ebers (1926, 1937); M.Feulner (1956); H.Kallenbach (1964); I.Schaefer (1968, 1975, 1978); H.Jerz (1969, 1979), um nur eine Auswahl zu nennen. Danach stellt sich das Gebiet wie folgt dar:

Der würmeiszeitliche Isar-Loisach-Vorlandgletscher (siehe Abb.3) wurde aus mehreren Alpentälern gespeist. Der mächtigste Eisstrom entquoll dem Loisachtal und schürfte das Murnauer Becken als Stammbecken aus. Nördlich davon tiefte er das Ammerseebecken ein. Die Becken waren auch schon durch die Eisvorstöße der älteren Eiszeiten ausgeschürft worden. Ein weiterer Eisstrom schob sich vom Walchensee über den Kesselberg in das Kocheler Becken, das ihm als Stammbecken diente. Von dort trat er ins Alpenvorland hinaus, wo er sich an der aus Tertiär bestehenden Aufragung des Tischberges in zwei Ströme teilte. Der westliche Eisstrom erfüllte das Starnberger Zweigbecken und reichte im Norden bis in die Gegend von Leutstetten. Der östliche Eisstrom erfüllte das Wolfratshauser Zweigbecken und reichte bis nördlich von Hohenschäftlarn. Noch weiter östlich schob sich der kleinere Tölzer Gletscher aus dem Isartal ins Alpenvorland hinaus, wurde jedoch vom mächtigeren Wolfratshauser Gletscher nach Osten abgedrängt. Sein Eislobus reichte nur bis Großhartpenning und Sufferloh, südlich von Holzkirchen.

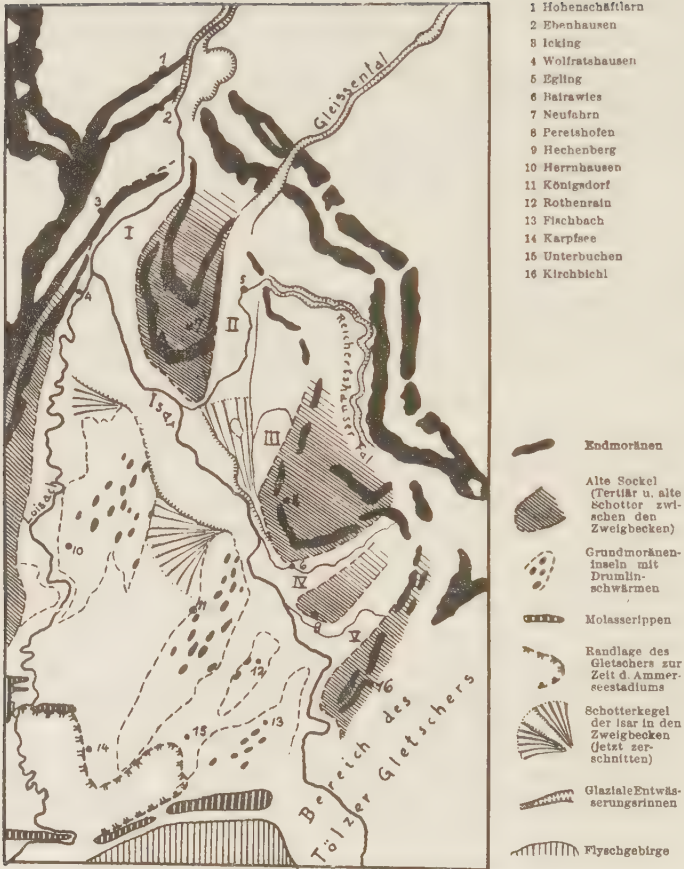
Der Isar-Loisach-Vorlandgletscher wurde durch die Lokalvergletscherung des Wetterstein- und Karwendelgebirges einerseits und durch Ferneisströme aus dem Innthal andererseits mit Eis versorgt. Das Inntaleis drang über die Transfluenzpässe Fernpaß, Buchener Sattel (Leutasch), Seefelder Sattel und Achenpaß nach Norden und brachte zentralalpine Geschiebe mit.

Die Zweigbeckenzone des Wolfratshauser Gletschers läßt sich in weitere Teilgebiete untergliedern (siehe Abb. 4 und Tafel 1): in das Wolfratshausen/Schäftlarnner-, das Egling/Deininger-, das kleine Harmatinger-, das Bairawies/Dietramszeller- und das Habichauer Zweigbecken. Sie stellen fingerartige Ausstülpungen der zentralen Beckenregion dar. Am Alpenrand kommt noch das weniger deutlich ausgeprägte Oberbuchener Becken hinzu.

Die Zweigbecken sind getrennt durch "klotzartige, aus Tertiär und Deckenschotter aufgebaute Sockel oder Sporne" (C.Troll 1925, S.285). Es sind dies die Sporne von Neufahrn (rechts der Isar), Peretshofen, Hechenberg und Kirchbichl (siehe Abb. 4). In der von C. Troll als gesetzmäßig erkannten Weise sind diesen Spornen Drumlinfelder vorgelagert, deren Entstehung auf die stauende Wirkung der Sporne auf das Eis zurückzuführen ist (C.Troll 1924, S.89; E.Ebers 1937, S.225-226; H.Jerz 1969, S.55). Das Herrnhäuser Drumlinfeld liegt vor dem Neufahrner Sporn genau in Fließrichtung des Eises, das Königsdorfer Drumlinfeld vor dem Peretshofener Sporn, die kleine Grundmoränenauftragung von Rothenrain vor dem Hechenberger Sporn und das Fischbacher Drumlinfeld vor dem Kirchbichler Sporn (siehe Abb. 4). Durch die genannten Zweigbecken, Sporne und Drumlinfelder ergibt sich eine von SSW nach NNO gerichtete Gliederung des Wolfratshauser Gletschergebietes in langgestreckte Höhen- und Tiefenzonen. Die Tiefenzonen sind heute z.T. von ausgedehnten Mooren erfüllt.

Im südlichen Gebiet um Bad Heilbrunn und im südwestlichen um Penzberg besteht der Untergrund zum überwiegenden Teil aus subalpiner Faltenmolasse, die fast überall eine geringmächtige Moränenbedeckung trägt.

Im Westen des Wolfratshauser Gletschergebietes liegt im Lee der eisteilenden Tischbergaufragung der Münsinger Höhenrücken, auf dem die Rückzugsmoränen des Wolfratshauser Gletschers mit denen des Starnberger Gletschers spitzwinklig zusammenlaufen. Die äußerste Endmoräne des Wolfratshauser Gletschers (siehe Abb. 3,4,7, Tafel 1 und topographische Karte 1:100 000) zieht vom Nordende des Münsinger Höhenrückens, wo sie auf die äußerste



- I Wolfratshauser-Schäftlarn-Zweigbecken
- II Egling-Deininger-Zweigbecken
- III Harmatinger-Zweigbecken
- IV Bairawies-Dietramszeller-Zweigbecken
- V Habichauer-Zweigbecken

Abb.4

Die Gliederung des Wolfratshauser Gletschers in seine genetischen Elemente

aus C. Troll 1925, S.286, Fig.1 mit eigenen Ergänzungen

Endmoräne des Starnberger Gletschers trifft, nach NO zum Schäftlarn- larner Gletschertor, dem heute die Isar entströmt. Von dort verläuft sie in südöstlicher Richtung über Großdingharting, Endlhausen, Linden und Lochen nach Dietenhausen östlich von Dietramszell, bis sie auf die Moränen des Tölzer Gletschers trifft. Die Nahtlinie zum Tölzer Gletscher streicht südwestlich über Dietramszell und Kirchbichl zum Buchberg.

Die drei äußeren Endmoränenwälle des Wolfratshauser Gletschers werden in der vorliegenden Arbeit in Anlehnung an die von A.Rothpletz (1917, S. 181), C.Troll (1925, S.283) und J.Knauer (1931, S.25-28) verwendeten Namen als H o h e n s c h ä f t l a r n - D i n g h a r t i n g e r - E n d m o r ä n e , als E b e n h a u s e n - B e i g a r t e n e r E n d m o r ä n e und als I c k i n g - D i e t r a m s z e l l e r E n d m o r ä n e bezeichnet. Die verwendeten Moränenbezeichnungen setzen sich somit aus den Namen eines westlich der Isar und eines östlich der Isar gelegenen Ortes zusammen. Im Text der Arbeit wird häufig nur eine Hälfte eines derartigen Doppelnamens verwendet. Dies geschieht immer dann, wenn nur vom westlichen oder nur vom östlichen Flügel der betreffenden Endmoräne die Rede ist.

Von der äußersten Endmoräne (Hohenschäftlarn/Dinghartinger-) führen zentrifugale Schmelzwasserrinnen ins Gletschervorfeld hinaus, die teilweise auch Anschluß an die Ebenhausen-Beigartener Endmoräne haben. Die Hauptentwässerungsrinnen reichen noch weiter ins Innere des Gletscherlobus zurück. Die bedeutendsten Schmelzwasserrinnen sind das Isartal, das Gleißental und der Teufelsgraben am Tölzer Gletscher, der ein am Wolfratshauser Gletscher wurzelndes Seitental aufnimmt.

Diese zentrifugalen Rinnen durchbrechen zunächst die rißeiszeitlichen Moränen- und Schotterablagerungen, ehe sie auf die große würmeiszeitliche Schotterflur der Münchener Ebene münden. Eine Gliederung der Münchener Ebene in einzelne Schotterstränge liegt von C.Troll (1926) und von I.Schaefer (1978) vor. An vielen der Rinnen ziehen sich Terrassen entlang, die in ursächlichem Zusammenhang mit dem Rückschmelzen des Eises und der dadurch mehrfach veränderten Wasser- und Geröllführung der Schmelzwasserflüsse stehen. Eine Untersuchung der Terrassen

an den Hauptschmelzwasserrinnen des Isar-Loisach-Vorlandgletschers liegt von M.Feulner (1956) vor. Die Isar ist als einziger der zentrifugalen Schmelzwasserflüsse heute noch stark wasserführend und hat sich ein bis zu 100 m tiefes Tal geschaffen.

Zwischen den Endmoränen verlaufen periphere Umfließungsrinnen, die jeweils einem zentrifugalen Auslaß zustreben (siehe Tafel 1). Die bedeutendste ist das Reichertshauser Trockental im östlichen Teil des Wolfratshauser Gletschergebietes (siehe Abb. 4).

Im inneren Beckenbereich sowie in den Zweigbecken entstanden im Gefolge des rückschmelzenden Eises Seen. Von der Frauenrainer Molasserippe bei Penzberg im Süden bis nach Schäftlarn im Norden erstreckte sich über eine Länge von 30 km der spätglaziale W o l f r a t s h a u s e r S e e, der eine Spiegelhöhe von ungefähr 600 m NN hatte (A.Rothpletz 1917, S.233-237; H.Jerz 1969, S.60-69, 1979, S.68). Anhaltspunkte für die Existenz des Sees und die Höhe des Seespiegels ergeben sich aus den bis 595 m NN reichenden Seetonvorkommen und dem von der Isar bei Geretsried in den See geschütteten Schotterdelta, dessen Oberfläche sich von 615 m auf 600 m NN abdacht. Die Untergrenze der würmeiszeitlichen Seetone ist bei rund 500 m NN nachgewiesen (H.Jerz 1979, S.68). Das Herrnhäuser Drumlinfeld ragte als Halbinsel in den See hinein. Die glaziale Übertiefung der zentralen Beckenbereiche, die vor allem in der Rißeiszeit wirksam war, reichte bis zu 150 m unter die heutige Beckensohle, also bis unter 450 m NN (H.Jerz 1979, S.67-68). Unter den würmeiszeitlichen Seetonen und der unterlagernden würmeiszeitlichen Grundmoräne sind Schotter, Moränen und Seetone der Rißeiszeit erbohrt worden, die in den zentralen Beckenbereichen vom würmeiszeitlichen Gletscher nicht gänzlich ausgeräumt wurden (H.Jerz 1979, S.67-68).

Südöstlich des Königsdorfer Drumlinfeldes erstreckte sich der R o t t a c h e r S e e (A.Rothpletz 1917, S. 242-243; H.Jerz 1969, S.15,60,68), dessen Seetonobergrenze von H.Jerz (1969, S.60) mit 630 m NN angegeben wird. Der Name des Sees leitet sich von einem Bach namens Rottach ab.

Durch den Einbruch der spätglazialen Isar aus dem Tölzer See in den Rottacher See und weiter in den Wolfratshauser See wurden die beiden letztgenannten Seen entleert (A.Rothpletz 1917, S.248; H.Jerz 1969, S.59,68). Dabei vertiefte sich der Abfluß des Wolfratshauser Sees bei Schäftlarn. Nach Absinken des Seespiegels baute sich bei Gelting ein weiteres Schotterdelta auf (H.Jerz 1969, S.17, S.68-69). In die Deltaschotter ist eine spätglaziale Terrasse eingeschnitten, an die sich postglaziale Terrassenstufen anschließen.

An der Entleerung des Wolfratshauser Sees war auch die spätglaziale Loisach beteiligt, die in den ehemals größeren Kochelsee einmündete und ihn durch die Molasserippe bei Penzberg zum Wolfratshauser See hin entwässerte (H.Jerz 1969, S.69-70; A.Rothpletz 1917, S.253-254).

Isar und Loisach durchziehen heute als Hauptentwässerungslinien das Gebiet des ehemaligen Wolfratshauser Gletschers. Auf sie sind alle Bäche ausgerichtet. Nördlich von Wolfratshausen mündet die Loisach in die Isar, die bei Schäftlarn das ehemals eisbedeckte Gebiet verläßt und in einem tief eingeschnittenen Tal in Richtung München zieht.

Im Liegenden der würmeiszeitlichen Sedimente befinden sich älterpleistozäne Ablagerungen, meist Schotter, die in den tief eingeschnittenen Tälern wie Isartal, Gleißental und Teufelsgraben sowie an den steilen Rändern der Zungenbecken ausstreichen. Die rißeiszeitlichen Ablagerungen sind weniger stark verbacken als die Ablagerungen der Mindel- und der Günzeiszeit, die zu Nagelfluhen verfestigt sind. Gelegentlich treten die altpleistozänen Nagelfluhen auch in größerer Höhenlage auf: bei Rohr und Happberg im Tischberggebiet bis 715 m NN (H.Jerz 1969, S.34 und Karte) und bei Peretshofen in der gleichen Höhe. Große oberflächliche Verbreitung finden die rißeiszeitlichen Moränen und Schotter außerhalb der würmeiszeitlichen Vereisungsgrenze (I.Schaefer 1975), wo sie von den Schmelzwasserrinnen der Würmeiszeit angeschnitten und zertalt werden (siehe Abb. 1,2,3 und Tafel 1).

Die pleistozänen Ablagerungen werden von der obermiozänen Süßwassermolasse unterlagert, die als Flinzsand bzw. Flinzmergel oder als Konglomerat ausgebildet ist. Auch die Molasse streicht an den Zungenbeckenrändern und im Isartal über Talbodenniveau aus. An der vom Eis überschliffenen Tischbergaufragung erreicht sie eine Höhe von fast 700 m NN (H.Jerz 1969, S.24 und Karte). Im alpenrandnahen Bereich ist das Tertiär als subalpine Faltenmolasse anzutreffen und trägt nur einen dünnen Moränenschleier, wie bereits ausgeführt wurde.

1.3 Arbeitstechniken

1.3.1 Geomorphologische Kartierung im Gelände

Als Ausgangsbasis für die eigenen Kartierungsarbeiten wurden alle geologischen und geomorphologischen Karten herangezogen, die das Untersuchungsgebiet abdecken oder Teile von ihm erfassen (siehe Kartenverzeichnis). Die Maßstäbe dieser Karten reichen von 1 : 500 000 bis 1 : 5 000 (Diplomarbeiten). Die älteste Karte erschien 1894 (L.v.Ammon), die neuesten Karten sind noch nicht veröffentlicht. Für die freundliche Genehmigung, diese Karten auswerten zu dürfen, schulde ich den Wissenschaftlern des Bayerischen Geologischen Landesamtes, Herrn Dr.H.Jerz, Herrn Dr.W.Grottenthaler, Herrn Dr.W.Stephan, Herrn E.Buechler und Herrn A.Petschel großen Dank.

Die eigenen Kartierungen wurden anhand der topographischen Kartenblätter 1 : 25 000 durchgeführt. Falls für ein Gebiet bereits Kartenmaterial vorhanden war, wurden die Befunde im Gelände stets überprüft. Nicht selten ergaben sich zwischen den eigenen Aufnahmen und vor allem den älteren Kartierungen beträchtliche Abweichungen. Aber auch zwischen den vorliegenden Karten gibt es Diskrepanzen hinsichtlich der Terrassenvorkommen, des Terrassenverlaufes, der zeitlichen Einordnung von Terrassen und der Ansprache des Untergrundes als Endmoräne, Grundmoräne, Schotter, rißeiszeitlichen Ablagerungen und Tertiär. Die eigenen Kartierungsarbeiten führten in diesen Fällen zu einer Klärung der Verhältnisse. Darüberhinaus erbrachten sie viele Ergänzungen. Gerade in unübersichtlichen Waldgebieten und in schwer begehbarem Relief (steile Talflanken) konnte ich zahlreiche, bisher nicht bekannte Terrassenvorkommen kartieren.

Im Zuge der Kartierungsarbeiten wurden alle auffindbaren Aufschlüsse, auch nur kurzzeitig bestehende Bauaufschlüsse, auf ihren glazialmorphologischen Inhalt untersucht. Verstürzte Aufschlüsse und Straßeneinschnitte wurden mit dem Spaten angegraben.

Zur Erfassung des Bodentyps, der Bodenmächtigkeit und des Ausgangssubstrates wurden mit dem 1-Meter-Pürkhauer-Bohrer Bohrungen durchgeführt. Die altersmäßige Einordnung von Terrassen aufgrund der Bodenentwicklung erwies sich jedoch als problematisch, da sowohl das Ausgangssubstrat als auch mannigfache Klima- und Reliefeinflüsse (Niederschlagszunahme nach Süden, Breite und Neigung der Terrassenfläche) sowie die Nutzung durch den Menschen stark prägend wirkten und immer noch wirken (vgl. M. Feulner 1956, S. 73-75; H. Jerz 1968, S. 34, 38).

In den heute von Mooren erfüllten Becken wurden Seeton- und Seekreidevorkommen mit Bohrungen bis zu 5 m Tiefe erfaßt, um daraus auf die Mindesthöhe des ehemaligen Seespiegels schließen zu können (Deininger Becken, Bairawies-Dietramszeller Becken, Bachhauser Filz).

Bei den tieferen Bohrungen erwies es sich als nützlich, an den Gewinden der Verlängerungsstäbe Beilegscheiben einzufügen, um das Bohrgestänge an Ort und Stelle und mit leichtem Werkzeug wieder zerlegen zu können.

1.3.2 Vermessungsarbeiten

Dort, wo die Höhenlinien der topographischen Karte die Höhenlage ausgeschiedener Terrassen nicht hinreichend zur Konstruktion von Längsprofilen erfaßten, habe ich sie eingemessen.

Im Gebiet des Neufahrner- und des Wangener Trockentalcs (Kapitel 2.2) wurden die relativ geringen Höhenunterschiede mit einem FNA 1 der Firma Fennel einnivelliert.

Im Reichertshauser Trockental (Kapitel 5.3), wo wesentlich größere Sprunghöhen der Terrassen auftreten, wurde trigonometrisch mit dem Theodoliten TH 4 der Firma Zeiss gearbeitet. Eventuelle kleinere Meßfehler spielten dabei kaum eine Rolle. Die weit größere Unsicherheit lag in der richtigen Postierung der Meßlatte auf der meist zur Talmitte hin abfallenden Terrassenfläche. Meist wurde ein Punkt an der konvexen Unterkante und ein anderer Punkt an der konkaven Oberkante der Terrassenfläche eingemessen und daraus ein Mittelwert gebildet. Bei sehr kleinen Terrassenresten

wurde die Meßlatte direkt auf die flache Mittelpartie der Terrassenfläche gestellt.

An Isar, Gleißental und Teufelsgraben (Kapitel 2.3, 2.4, 2.5) wurden die Terrassen, die sich nicht mit Hilfe der Höhenlinien erfassen ließen, barometrisch eingemessen. Dazu diente der Thommen 3 B 4, der eine Skalaeinteilung von 2 m und eine Ablesegenauigkeit von 1 m besitzt. Um den störenden Einfluß von Luftdruckanstiegen oder -abfällen während des Tages weitgehend auszuschalten, wurde das Gerät sooft wie möglich an Geländepunkten mit bekannter Höhenlage neu geeicht.

1.3.3 Schotteranalysen

Einregelungsmessung

Durch Einregelungsmessungen sollten die Transportrichtungen der glazifluvialen Ablagerungen und damit die zugehörigen Schüttungszentren ermittelt werden.

Dabei wurde die Methode nach J.Hövermann und H.Poser (1951) (E.Köster und H.Leser 1967, S.84-86; H.Leser 1977, S.228-236) in leicht abgewandelter Form angewendet. Statt mit einer Einregelungstafel wurden die Richtungen der Längsachsen von Schottern mit dem Kompaß direkt eingemessen und anschließend in 30°-Sektoren zusammengefaßt. Pro Messung kamen 100 Gerölle zur Auswertung, die eine deutlich erkennbare Längserstreckung mit einer Längsachse von über 2 cm besitzen mußten. Die Transportrichtung in fluviatilen Ablagerungen ist quer zur Haupteinregelungsrichtung anzusetzen. Bei zusätzlichen Messungen an anderen Stellen eines Aufschlusses oder in höheren bzw. tieferen Schichten ergaben sich oftmals Abweichungen, die auf das Pendeln des Stromstriches zurückgeführt werden können. Steilgestellte Schotter wurden nicht erfaßt, da diese nur selten in fluviatilen Ablagerungen vorkommen und sich im allgemeinen auf Moränen und Solifluktionsmaterial beschränken.

Bei den Messungen in schräggeschichteten Deltaablagerungen (Aufschlüsse: Farchach, Niederreuth 1 und 2, Helfertsried 2 und Habichau; siehe Abb. 15, 28, 29, 30, 34) zeigte sich, daß

die Haupteinregelungsrichtung der Längsachsen mit der Fallrichtung der Schichten und damit der Transportrichtung übereinstimmt. In der einschlägigen Literatur (E.Köster und H.Leser 1967, G.Furrer und F.Bachmann 1968, G.Stäblein 1970, H.Leser 1977) konnten keine Angaben über diese Erscheinung gefunden werden. Bei derartigen Ablagerungen, die unterhalb des Seespiegels abgesetzt werden (foreset beds), machen sich die limnischen Sedimentationsbedingungen, die zu einer Einregelung längs der Transportrichtung führen, bemerkbar. Die über dem Seespiegel abgesetzten Übergußschichten (topset beds) des Deltas hingegen weisen eine normale, fluviatil geprägte Einregelung auf (Aufschluß Helfertsried 2, Abb. 31).

Einregelungsmessungen wurden auch in Schottern durchgeführt, die durch Sackung infolge austauenden Toteises verstellt waren. Diese Messungen konnten ohne Bedenken vorgenommen werden, da durch das Austauen des Toteises die Längsachsen der Gerölle nur leicht gekippt, nicht aber ihrer Horizontalrichtung nach verändert worden waren.

Die Ergebnisse der Einregelungsmessungen (Prozentwerte) sind in Halbkreisdiagrammen dargestellt. Die Nordrichtung verläuft jeweils senkrecht nach oben.

Rundungsgradbestimmung

Um die untersuchten glazialfluvialen bis fluvialen Ablagerungen genauer zu charakterisieren und um Schlüsse auf die Transportentfernung ziehen zu können, wurden Rundungsgradbestimmungen durchgeführt.

Dabei wurde die visuelle Methode nach G.Reichelt (1961) (E.Köster und H.Leser 1967, S.77-79; H.Leser 1977, S.214-216) angewendet, nach der die Gerölle unter Zuhilfenahme einer Vergleichstafel in die vier Rundungsklassen kantig, kantengerundet, gerundet und stark gerundet eingeteilt werden. Untersucht wurden nur Kalkgerölle mit einem Durchmesser über 2 cm. Nicht berücksichtigt wurden andere Gesteinsarten, stark verwitterte Gerölle und offensichtlich zersplitterte Steine. Pro Probe wurden 100 Gerölle ausgewertet.

Die Darstellung der Ergebnisse (Prozentwerte) erfolgt in Säulendiagrammen. Für die vier Rundungsklassen werden die Abkürzungen k, kg, g und sg verwendet.

Bestimmung der Korngrößenverteilung

Es wurde anfänglich versucht, das Korngrößenspektrum ganzer Aufschlüsse zu erfassen, um Vergleiche ziehen zu können. Leider war es selbst bei einer Probemenge von 250 kg pro Aufschluß nicht möglich, ein repräsentatives Ergebnis zu erzielen, da es nicht gelang, Zufallselemente bei der Probeentnahme aus den meist sehr unterschiedlichen Schichten eines Aufschlusses auszuschalten. Auch waren viele Schichten wegen der Höhe der Aufschlußwände nicht erreichbar.

Ohne größere Schwierigkeiten konnte jedoch das Korngrößenspektrum von in sich relativ homogenen Schichten und Schichtkomplexen ermittelt werden. Somit wurde ein Vergleich zwischen schräglagernden Deltaschichten und den horizontalen Übergangsschichten möglich.

Die groben Fraktionen (> 40 , $40-20$, $20-10$, < 10 mm) wurden im Aufschluß, die feineren (bis $0,05$ mm) im Laboratorium gesiebt und gewogen. Für die Arbeit im Laboratorium wurde aus dem Material < 10 mm eine Probe von 1 kg entnommen; die Analyseergebnisse wurden auf die gesamte, dem Aufschluß entnommene Materialmenge hochgerechnet.

Bestimmung des Kristallinanteils

Durch die Bestimmung des Kristallinanteils in den Schottern sollten eventuell vorhandene Verteilungstendenzen aufgedeckt werden. Pro Probe wurden 300 Steine ausgezählt, deren Durchmesser über 2 cm lag. Die angegebenen Prozentwerte beziehen sich nicht auf das Gewicht, sondern sind reine Anteilswerte.

Der Kristallinanteil schwankt sehr stark. Die Werte liegen zwischen 0,5 % und 16 %, im Durchschnitt bei 3,7 %. H.Jerz (1969, S.51) stellte in den Moränen des Kartenblattes Königsdorf einen Kristallinanteil von ca. 5 % fest. Eindeutige Aus-

sagen über die Verteilung im Untersuchungsgebiet können aufgrund der zu geringen Zahl der Messungen (22) nicht gemacht werden. Die vorhandenen Zahlen zeigen einen Anstieg des Kristallinanteils im Verzahnungsbereich mit dem Starnberger Gletscher (8%), obwohl dieser ebenso ein Teil des Walchensee-Kochelsee-Eisstromes ist wie der Wolfratshauser Gletscher. In der Nachbarschaft des Tölzer Gletschers hingegen sinkt der Kristallinanteil auf ca. 1,5 %. Diese Abnahme ist durchaus verständlich, da beim Tölzer Gletscher der Anteil des Eises aus den Kalkalpen (Lokalvergletscherung) größer war als bei den anderen Teilgletschern des Isar-Loisach-Vorlandgletschers. Aus den bei I.Schaefer (1978, S.63) genannten Werten ergibt sich für das Vorfeld des Wolfratshauser Gletschers ein Kristallinanteil von knapp 3 %, für das des Tölzer Gletschers (soweit noch kein Einfluß des Innigletschers vorhanden ist), ein Anteil von ca. 1 %. Allerdings erwähnt H.Kallenbach (1964, S.64) für die würmeiszeitlichen Ablagerungen des Tölzer Gletschers einen Anteil von 3 %.

Aufgrund der unterschiedlichen Angaben in der Literatur, der zu geringen Anzahl eigener Messungen und der starken Streuung der Werte können zur Verbreitung des Kristallinanteils keine stichhaltigen Ergebnisse vorgelegt werden.

2. SPUREN DER WÜRMEISZEITLICHEN ENTWÄSSERUNG IM BEREICH DER ÄUSSEREN ENDMORÄNEN

2.1 Spuren der würmeiszeitlichen Entwässerung im Bereich der äußeren Endmoränen östlich der Isar

2.1.1 Verlauf und Gestalt der Endmoränen

Die äußerste Endmoräne, die Dinghartinger Endmoräne, zieht von Mühltal am Isardurchbruch über Großdingharting, Ebertshausen, Geilertshausen, Linden, Lochen und Dietenhausen nach Reith, östlich von Dietramszell (siehe Tafel 1 und topographische Karte 1 : 100 000). Von 650 m NN bei Mühltal steigt sie nach Südosten im großen und ganzen an. Bei Endlhausen erreicht sie eine Höhe von 700 m NN, zwischen Fraßhausen und Linden, wo sie mit dem Beigartener Moränenwall auf 1,5 km Länge verschmilzt, eine Höhe von 750 m NN. Weiter im Südosten schwankt der Wert zwischen 730 und 750 m NN. Bei Reith berühren sich die Maximalrandlagen von Wolfratshauser- und Tölzer Gletscher. Von hier aus zieht eine mächtige Mittelmoräne zwischen den beiden Gletscherloben nach Südwesten über Trischberg und Schnaitt zur Isar. Dieser Höhenzug gehört gleichzeitig zum Endmoränengürtel des Tölzer Gletschers, der von H.Kallenbach (1964, S.37-38) in eine äußere Hartpenning-Höllersberger und in eine innere Schindelberg-Piesenkamer Wallgruppe gegliedert wird. Im südwestlichen Bereich des Tölzer Endmoränengürtels laufen diese beiden Wallgruppen zusammen, was ebenso wie das Abschwenken des Tölzer Gletschers vom Isartal nach Osten auf den Druck des mächtigeren Wolfratshauser Gletschers zurückgeht.

Die Dinghartinger Moräne zeichnet sich durch eine beträchtliche Anzahl von Lücken und Einsattelungen aus, welche die Lage der ehemaligen Gletschertore markieren: bei Mühltal (Isartal), bei Großdingharting, östlich von Großdingharting (Gleißental), bei Ebertshausen, Holzhausen, Eulenschwang, Geilertshausen, Kolbing, nördlich von Linden, zwischen Linden und Lochen, südlich des Hochdöllers und an der Nahtstelle mit dem Tölzer Gletscher bei Reith (siehe Tafel 1 und topographische Karte 1 : 100 000).

Die Beigartener Endmoräne steigt von 670 m NN bei Daigstetten auf über 700 m NN bei Attenham, weiter auf 750 m NN im Föggenbeuerner Holz und schließlich auf 756 m NN bei Osten an.

Die Beigartener Endmoräne ist im Durchschnitt etwas höher als die Dinghartinger Endmoräne. Der wesentliche Unterschied besteht jedoch in der weitaus größeren Geschlossenheit der Beigartener Endmoräne, die nur im Isartal und im Gleißental wirklich ausgeprägte Lücken besitzt. Zwischen Attenham und Fraßhausen ist die Moräne in eine Vielzahl von Einzelhügeln mit dazwischenliegenden Toteishohlformen aufgelöst. Erniedrigungen der Kammlinie befinden sich westlich der Ludwigshöhe, westlich von Eulenschwang, östlich von Reuth und bei Schlickerried.

2.1.2 Die Abflußrinnen

An der Außenseite der Dinghartinger Endmoräne setzen Schotterfelder an, die sich zu schmalen Strängen verengen und die vorgelagerten rißeiszeitlichen Ablagerungen durchbrechen. Besonders enge Durchbruchstäler ziehen von Endlhausen nach Altkirchen und von Neukolbing nach Sauerlach (siehe Tafel 1 und topographische Karte 1 : 100 000). Jenseits der rißeiszeitlichen Ablagerungen verbreitern sich die Schotterstränge zu ausgedehnten Schwemmfächern, die gemeinsam die Münchener Ebene aufbauen. Die Entwässerung erfolgte also zentrifugal vom Eisrand weg.

An den Stellen im Dinghartinger Moränenwall, an denen sich Gletschertore befanden, setzen Rinnen an, welche die vorgelagerten Schotterfelder zerschneiden. Die Zerschneidung der zuvor geschütteten Schotter erfolgte, als das Eis vom Kamm der Moräne zurückzuschmelzen begann. Dabei kam es zu einer Kanalisierung der Schmelzwässer durch die Lücken in der Endmoräne, einer Erhöhung des Schmelzwasseranfalles, einer Verringerung des Schottertransportes nach außen und einer Zurückverlegung des parabelartigen Abflußprofils (C.Troll 1926, S.181). Diese Faktoren bedingten eine Zerschneidung der Schotterfelder durch mehr oder weniger scharf begrenzte Rinnen.

Durch einige ehemalige Schmelzwassertore der Dinghartinger Endmoräne entwässerte auch die dahinterliegende Beigartener Eisrandlage ins Gletschervorfeld. Es sind dies die tieferen Einkerbungen bei Mühlthal (Isartal), am Gleißental, bei Eberts-

hausen, Eulenschwang, Geilertshausen, Kolbing, nördlich von Linden, zwischen Linden und Lochen und bei Reith (siehe Tafel 1 und topographische Karte 1 : 100 000).

Im allgemeinen sind die Rinnen, welche zusätzlich von den Schmelzwässern der Beigartener Eisrandlage durchflossen wurden, kräftiger in die Schotter des Gletschervorfeldes eingetieft und weisen deutlichere Erosionskanten auf als die Rinnen, die an den weniger tiefen Einsattelungen der Dinghartinger Endmoräne ansetzen und infolgedessen nur von den Schmelzwässern der äußeren Eisrandlage durchflossen wurden. Eine Ausnahme bilden die Durchlässe bei Eulenschwang, Kolbing und nördlich von Linden, die sowohl Schmelzwässer der ersten als auch der zweiten Eisrandlage führten und dennoch keine scharf begrenzten, tiefen Rinnen ins Gletschervorfeld entsenden. Nördlich von Linden haben sich die Schmelzwässer der Beigartener Eisrandlage überhaupt nicht in das Schotterfeld der Dinghartinger Eisrandlage eingeschnitten. Dies kommt davon, daß die Schotter der Beigartener Eisrandlage nördlich von Linden höher liegen als die der Dinghartinger Eisrandlage. Die beiden parabelartigen Abflußprofile gehen somit ineinander über. Der von C. Troll (1926, S.180-182) aufgestellte Regelmechanismus, wonach der Abfluß einer weiter innen liegenden Eisrandlage die Schotter der äußeren Eisrandlage zerschneidet, trat also hier nicht ein. Vielmehr spielten lokale Faktoren eine wichtige Rolle. Ein mehrfach gestufter Terrassenbau ist in keiner der Rinnen anzutreffen, wenn man von den großen Taleinschnitten wie Gleißental und Isartal sowie von der Rinne bei Reith absieht, die in gesonderten Kapiteln (2.3, 2.4, 2.5) behandelt werden.

Zur Zeit der Beigartener Eisrandlage erfolgte die Entwässerung sowohl in zentrifugaler als auch in peripherer Richtung. Die Schmelzwässer waren gezwungen, in Umfließungsrinnen zwischen der Beigartener- und der Dinghartinger Endmoräne solange peripher abzufließen, bis sie auf einen Durchlaß durch die Dinghartinger Endmoräne stießen (siehe Tafel 1). Da das Längsgefälle der Umfließungsrinnen durch Toteishohlformen örtlich gestört ist, muß eine Entwässerung über Toteisklötze angenommen werden (besonders bei Sonnenham und Fraßhausen).

Die deutlichsten Erosionskanten befinden sich an den Durchbruchstellen durch die Dinghartinger Moräne bei Ebertshausen, Geilertshausen und zwischen Linden und Lochen (siehe Tafel 1 und topographische Karte 1 : 100 000). Die Schmelzwässer der Beigartener Eisrandlage schnitten hier in die Schotter der Dinghartinger Eisrandlage bis zu 5 m tiefe Rinnen ein.

Die Rinne von Ebertshausen (siehe Kapitel 2.4 und Abb. 8) mündet bei Jettenhausen ins Gleißental und weist im unteren Abschnitt eine plötzliche Versteilung des Längsgefälles auf. Diese Einschneldung zum Boden des Gleißentales hin ist jüngerem Datums. Hieraus wird deutlich, daß sich das Gleißental noch stark eintiefte, als die Beigartener Randlage schon aufgegeben war und die peripheren Rinnen kein Schmelzwasser mehr führten (siehe Kapitel 2.4 und 3.2.5).

Die beiden anderen genannten Rinnen hingegen laufen auf das Niveau der Schotteroberfläche aus. Die deutlichen Terrassenkanten in der Schotterflur bei Linden und Lochen (siehe Tafel 1 und topographische Karte 1 : 100 000) verlieren sich schnell (vgl. D.Aigner 1910, S.61). Bereits 1-1,5 km nach dem Durchbruch durch die Dinghartinger Endmoräne laufen die Schotter der Beigartener Eisrandlage auf die der Dinghartinger Eisrandlage aus (nahe der Ortschaft Baiernrain). Den sich bis nach Otterfing hinziehenden kleineren und sehr verwaschenen Erosionskanten (dargestellt auf den beiden noch unveröffentlichten Karten von E.Buechler) ist keine besondere Bedeutung mehr beizumessen. Sie dürften auf Stromstrichverlagerungen zurückgehen, durch die zuvor abgelagerte Kiesbänke angeschnitten wurden.

Die Ränder der Rinne bei Geilertshausen ziehen sich bis nordöstlich von Großeichenhausen ins Gletschervorfeld hinaus (siehe Tafel 1 und topographische Karte 1 : 100 000). Nach innen lassen sie sich bis zur Beigartener Endmoräne verfolgen. Die Rinne zerschneidet also auch die zwischen den beiden Endmoränen abgelagerten Schotter der Beigartener Eisrandlage. Für diese Zerschneidung mußte ein Gletschertor verantwortlich sein, das beim Rückschmelzen des Eises von der Beigartener Eisrandlage sehr lange aktiv war. Auch die Tatsache, daß an der betreffenden Stelle (zwischen Wörschhausen und Fraßhausen) die Beigartener

Endmoräne in Einzelhügel aufgelöst ist, deutet auf eine besonders starke und andauernde Schmelzwasserschüttung hin.

Eine besondere Art von Geländekanten im Gletschervorfeld wird von I.Schaefer (1978) behandelt. Es sind dies meist an den nördlichen Spitzen der rißeiszeitlichen Ablagerungen ansetzende Kanten und Rinnen, die sich zum Teil weit auf die Münchener Ebene hinaus verfolgen lassen. I.Schaefer sieht in ihnen Nahtlinien zwischen einzelnen Schotterkegeln. Diese Nahtlinien ergeben sich aus dem Aneinanderstoßen der konvexen Oberflächen. Wo eine Kante sich im Gelände verliert, kann das Höhenlinienbild der topographischen Karte helfen, die Nahtlinie zwischen zwei Schotterkegeln weiterzuverfolgen. Die Höhenlinien besitzen hier jeweils eine Einkerbung. I.Schaefer gelangt auf diese Weise zu einer gegenüber den Darstellungen von A.Penck (1909, S.58-75) und C.Troll (1926, S.163-198) verfeinerten Untergliederung der Münchener Ebene in einzelne Schotterstränge.

Im Vorfeld des Wolfratshauser Gletschers unterscheidet er den Schotterstrang der Isar, den des Gleißen- und Hachinger Tales, den Lanzenhaarer-, den Steingauer- und den Feldkirchener Schotterstrang, wobei letzterer bereits mehr dem Tölzer Gletscher als dem Wolfratshauser Gletscher zuzurechnen ist (I.Schaefer 1978, S. 47-48). Auch der Innegletscher war mit seinen Schmelzwässern an der Schüttung dieses Schotterstranges beteiligt. Besonders ausgeprägt sind die Trennungsnähte nördlich von Otterfing und nördlich von Sauerlach.

Neben diesen Nahtlinien gibt es im Isohypsenbild noch weitere Einkerbungen, die sich ebenfalls zu Linien verbinden lassen, jedoch nicht als Nahtlinien zwischen verschiedenen Schottersträngen gesehen werden können: z.B. westlich von Sauerlach, von der Isohypse 625 bis zur Isohypse 600. Hier bietet sich als Erklärung nur eine mehr oder weniger zufällige Stromstrichverlagerung an, bei der ein Gerinnebett eingetieft wurde, oder aber eine Entstehung durch Schneeschmelzwässer, wie I.Schaefer (1978, S. 42) meint. Die bereits von O.Feichtmaier u.a. (1921, S. 27-28) beschriebene Rinne bei der Kugleralm nordwestlich von Deisenhofen liegt dagegen in Verlängerung eines autochthonen Tälchens, das aus den rißeiszeitlichen Ablagerungen herauszieht.

2.2 Das eiszeitliche Entwässerungssystem an der Nahtstelle zwischen Wolfratshauser-und Starnberger Teilgletscher im Bereich der äußeren Endmoränen

2.2.1 Überblick

Das folgende Kapitel stellt Teilergebnisse meiner Zulassungsarbeit zum Staatsexamen zusammen (R. Schumacher 1977). Für das Gebiet liegen Kartierungen vor von W.Koehne (1914, 1915), J.Knauer (1931), H.Tillmann (1953) und H.Jerz (zwei noch unveröffentlichte Karten).

Auf dieser Grundlage wurden eigene Kartierungs-und Vermessungsarbeiten zur Terrassenverknüpfung durchgeführt. Die Darstellung und Diskussion der Ergebnisse wird durch Abb.7 und Tafel 2 veranschaulicht.

Die beiden äußeren Endmoränen des Wolfratshauser Gletschers, die westlich der Isar als Hohenschäftlarnner-bzw. Ebenhausener Endmoräne bezeichnet werden (vgl. Kapitel 1.2.2) treffen in einem rechten Winkel auf die beiden äußeren Endmoränen des Starnberger Gletschers, den K a r l s b u r g e r - und den L e u t s t e t t e r M o r ä n e n w a l l (A.Rothpletz 1917, S.184) und verschmelzen mit ihnen in einem mächtigen Knotenpunkt (721 m NN) nahe Irschenhausen. Die Hohenschäftlarnner-und die Ebenhausener Endmoräne schließen eine nach Nordosten zum Isartal gerichtete Umfließungsrinne ein - im folgenden H o h e n s c h ä f t l a r n e r U m f l i e ß u n g s r i n n e genannt - während die Karlsburger-und die Leutstetter Endmoräne eine Umfließungsrinne begrenzen, die nach Nordwesten zieht und bei Wangen einen Durchlaß ins Gletschervorfeld besitzt (im folgenden W a n g e n e r U m f l i e ß u n g s r i n n e genannt). Zwischen der Hohenschäftlarnner Endmoräne und der vorgelagerten Rißmoräne verläuft eine von mir als B a i e r - b r u n n e r T r o c k e n t a l bezeichnete Abflußrinne zum Isartal. Aufgrund des peripheren Verlaufes des Tales erscheint mir die Bezeichnung 'Umfließungsrinne' berechtigt, obwohl das Tal mit der äußersten Eisrandlage verknüpft ist und sein peripherer Verlauf nicht durch eine vorgelagerte Endmoräne der Würmeiszeit, sondern durch Ablagerungen der Rißeiszeit erzwungen wurde.

Der Talboden des Baierbrunner Trockentales besitzt ein zur Isar zunehmendes Längsgefälle, endigt jedoch in 600 m NN mit einer Mündungsstufe hoch über dem heutigen Boden des Isartales (vgl. Kapitel 2.3.1). Die Hohenschäftlarnner Umfließungsrinne hingegen weist einen steilen Einschnitt auf, der auf den Boden des Isartales hinunterleitet. Weshalb die Mündungsstufe des Baierbrunner Trockentales nicht ebenfalls durch jüngere Erosionsprozesse zerschnitten wurde, kann ich nicht erklären. Die geologische Beschaffenheit des Isartalhanges ist in beiden Fällen gleich, er wird durch riß- und mindeleiszeitliche Ablagerungen gebildet.

In den Winkel zwischen der Hohenschäftlarnner- und der Karlsburger Endmoräne wurde von den Schmelzwässern des Wolfratshauser- und des Starnberger Gletschers ein gemeinsames Schotterfeld eingeschüttet. Es wird von einer Abflußrinne durchschnitten, die nach der Ortschaft Neufahrn (links der Isar) als *N e u f a h r n e r T r o c k e n t a l* bezeichnet werden soll. Es geht von der Karlsburger Endmoräne aus und ist in seinem Oberlauf in zwei Arme gespalten. Nach der Vereinigung mit dem *F e r c h a e r T r o c k e n t a l* (nach der kleinen Siedlung Fercha benannt) mündet es bei Wangen in das *W a n g e n e r T r o c k e n t a l*. Dieses nimmt auch die Wangener Umfließungsrinne nach ihrem Durchbruch durch die Karlsburger Endmoräne auf.

2.2.2 Das Neufahrner Trockental

Das Neufahrner Tal wurzelt mit zwei etwa gleich großen Armen an der Karlsburger Endmoräne des Starnberger Gletschers. Der östliche Arm beginnt in einer Einsattelung dieser Moräne (690 m NN). (Die Einsattelung wird heute von der Autobahn München-Garmisch als Durchlaß benutzt. Die alte Höhenflurkarte 1 : 5000 aus dem Jahre 1896 zeigt, daß diese Einsattelung nicht im Zuge des Autobahnbaues künstlich angelegt wurde, sondern schon vorher vorhanden war.) Sie geht auf ein Gletschertor zurück. Die Sohle des Tales steht nicht in Verbindung mit der Wangener Umfließungsrinne, wie es J.Knauer (1931) und P.Schmidt-Thomé (1967) auf ihren Karten darstellen. Das Neufahrner Tal wurde somit nur von den Schmelzwässern der Karlsburger Eisrandlage geschaffen. Auch der westliche Arm des Neufahrner Tales führt nicht durch die Karlsburger Endmoräne. Er wurzelt in einer Einsattelung des Moränenwalles, die vom Baierbrunner Geräumbt durchzogen wird.

Die beiden Arme sind bis zu 10 m tief in den von der Moräne ausgehenden Übergangskegel eingeschnitten. Beide Arme vereinigen sich gleichsohlig.

Unterhalb der Mündung sind auf halber Höhe der Talflanken beidseitig Terrassen erkennbar (siehe Bild 1). Auf die Terrasse der Ostseite mündet ein Tälchen, das nur sehr kurz ist, keinen Anschluß an die Endmoräne hat und in einem stark von Toteiskesseln durchsetzten Gebiet wurzelt. Seine Einmündung auf die Terrasse des Neufahrner Tales zeigt, daß es eher trockengefallen sein muß als das Haupttal. In der Ortschaft Neufahrn tritt auf der westlichen Talseite wieder eine Terrasse auf, die Kirche und Gasthof trägt. Von Osten, aus Richtung der Hohenschäftlarn Moräne, jedoch ohne direkten Anschluß an sie, mündet ein weiteres Tälchen oberhalb des Talbodenniveaus ein. Von hier an verläuft das Neufahrner Tal um einen rißeiszeitlichen Moränenkomplex nach Nordwesten. An der rechten Talflanke tritt eine Terrasse auf, die in Riß- und Mindelkonglomerate eingeschnitten ist. Auch an der linken Talseite streichen ältere Eiszeitalagerungen aus. Der Fluß des Neufahrner Tales hat in diesem Abschnitt die zuvor aufgeschütteten Würmschotter durchschnitten und sich in älteres Material eingetieft.

Bei der kleinen Siedlung Fercha mündet das ebenfalls terrassierte Ferchaer Trockental gleichsohlig ein. Auch dieses Tal gabelt sich im Oberlauf in zwei Arme, die in Einsattelungen der Karlsruher Moräne wurzeln. An der Mündung ins Neufahrner Tal läuft eine linksseitige Terrasse des Ferchaer Tales mit einer Terrasse des Neufahrner Tales zusammen. Auf der östlichen Talseite findet sich (oberhalb des kleinen Friedhofes) eine schmale Hangleiste, die mit dieser Terrasse korrespondiert.

Die Terrassen am Neufahrner- und am Ferchaer Tal wurden eingemessen und in Tallängsprofilen dargestellt (Tafel 2). Die Profile zeigen, daß nahezu alle Terrassenreste miteinander verknüpft werden können. Es treten folgende drei Niveaus auf: Niveau 1 (oberste Schotterflur), Niveau 2 (Zwischenniveau), Niveau 3 (Talboden) (siehe Abb. 7).



Bild 1

Terrassen im Neufahrner Trockental

Niveau 1, 2 und 3 an der westlichen Talflanke,
Standpunkt 600 m S Neufahrn,

Blick nach SW

Das Neufahrner Tal mündet schließlich im spitzen Winkel mit einer ca. 1 m hohen, allerdings sehr undeutlichen Mündungsstufe in das Wangener Trockental ein. Das Wangener Tal muß also länger Wasser geführt haben als das Neufahrner Tal. Dies ist leicht verständlich, wenn man bedenkt, daß das Wangener Tal von der Wangener Umfließungsrinne gespeist wurde und damit auch die Schmelzwässer der Leutstetter Phase abführte, während das Neufahrner Tal nur von der äußeren (Karlsburger) Eisrandlage mit Wasser beliefert wurde.

2.2.3 Das Wangener Trockental

Das Wangener Tal nimmt seinen Ausgang in einer Lücke im Karlsburger Moränenwall, die heute von der Autobahn München-Starnberg durchzogen wird. Hier muß ein großes Gletschertor gelegen haben. Zur Zeit der Leutstetter Eisrandlage benutzten die in der Wangener Umfließungsrinne peripher abfließenden Schmelzwässer die Lücke als zentrifugalen Auslaß ins Gletschervorfeld.

Am Wangener Tal treten Terrassen auf, die sich zu einem Niveau verbinden lassen, das mit dem Niveau 2 des Neufahrner Tales zusammenläuft (siehe Abb. 7 und Tafel 2). Zusätzlich sind tiefere Terrassen vorhanden, die sich zu einem Niveau 3 verknüpfen lassen. Dieses Niveau 3 ist die Fortsetzung eines in der Wangener Umfließungsrinne auftretenden Niveaus und kann somit mit der Leutstetter Endmoräne verknüpft werden (siehe Tafel 2). Der Talboden des Wangener Tales (Niveau 4) ist die Fortsetzung des Bodens der Wangener Umfließungsrinne und daher ebenso der Leutstetter Eisrandlage zuzuordnen. Der Übergang des Talbodens der Umfließungsrinne in den des Wangener Tales ist infolge des Autobahnbaues heute nicht mehr sichtbar. Überhaupt hat im Bereich des Wangener Tales der Autobahnbau viele Terrassen stark verändert, so daß sich die Kartierungs- und Vermessungsarbeiten teilweise recht schwierig gestalteten und die alten Höhenflurkarten 1 : 5000 zu Hilfe genommen werden mußten.

Südlich von Wangen tritt an beiden Talflanken das Niveau 3 auf. Auf der linken Talseite ist es durch die Autobahntrasse kaum mehr erkennbar. Auf der rechten Talseite laufen die Niveaus 1 und 2 mit den entsprechenden Niveaus des Neufahrner Tales zusammen. Der Talboden des Neufahrner Tales mündet, wie bereits

ausgeführt, nicht gleichsohlig auf den des Wangener Tales, sondern endet an einer undeutlichen Mündungsstufe. Die topographische Karte 1: 25 000 läßt ein dichtes Zusammenrücken der 626 m- und der 627 m-Ischypse erkennen. Die Einmündung liegt ungefähr in Höhe des Niveaus 3 im Wangener Tal. Die Genese der Terrassen im Wangener- und Neufahrner Tal soll in Kapitel 2.2.4 erklärt werden.

Westlich von Schorn finden sich an der rechten Talflanke wieder Reste von Niveau 1 und 2, die von der Autobahngabelung mit ihren Abbiegespuren fast verdeckt werden. Eine Terrassentreppe, die aus allen vier Niveaus besteht, ist am Weg von Schorn nach Oberdill an der westlichen Talflanke zu sehen. An der östlichen Flanke tritt nur das Niveau 3 auf, das sich hier in undeutliche Teilniveaus aufspaltet. Talabwärts von Oberdill sind nur die Niveaus 1 und 3 vorhanden. Noch weiter talabwärts, am Heuberg, treten die einengenden Ablagerungen der Rißeiszeit seitlich zurück und geben den ineinandergeschachtelten Terrassen des Wangener Tales Raum zur Entfaltung. Besonders nach Westen rücken die Terrassenkanten weit auseinander. Man kann daran erkennen, daß der Fluß seinen Lauf mehr und mehr nach Osten verlegte. Die auseinander tretenden Terrassenkanten werden nach Norden zu immer niedriger, bis sie sich nördlich der Römerstraße auf der Hauptniederterrasse verlieren. Das Wangener Tal kann als Trompetental im Sinne C.Trolls (1926, S.170, 182, 247, 1957, S. 215) bezeichnet werden.

Die Höhenlinien der topographischen Karte 1 : 25 000 und der Höhenflurkarte 1 : 5000 zeigen eine Aufspaltung des Talbodens in zwei parallele Rinnen. Die östliche, die heute durch die Autobahntrasse fast nirgends mehr erkennbar ist, stellt die eigentliche Schmelzwasserrinne dar. Die westliche Rinne hingegen liegt in Verlängerung eines autochthonen Tälchens, das aus den rißeiszeitlichen Ablagerungen austritt und am Heuberg ins Wangener Tal einmündet.



Bild 2

Terrassen im Wangener Trockental

Niveau 1, 2 und 4 an der westlichen Talflanke,
Standpunkt 1 km SSW Oberdill,

Blick nach NW

2.2.4 Die Wangener Umfließungsrinne

Die Wangener Umfließungsrinne wurzelt am Knotenpunkt, den die Endmoränen des Starnberger Gletschers mit denen des Wolfratshausener Gletschers bilden. Von hier zieht sie zwischen dem Karlsruher- und dem Leutstetter Moränenwall des Starnberger Gletschers nach Nordwesten. Im obersten Abschnitt ist das gleichsinnige Gefälle erheblich durch Toteiskessel gestört. Nördlich des Mörlbacher Filzes erniedrigt sich die Leutstetter Endmoräne so weit, daß sie keine seitliche Eindämmung der Umfließungsrinne mehr darstellt. Das Gelände fällt hier direkt zum Moor hin ab. Die dadurch entstehende Lücke, die auf ein ehemaliges Gletschertor zurückgeht, wird von der Autobahn München-Garmisch durchzogen. Weiter talabwärts sind zu beiden Seiten des Baierbrunner Geräumtes zwei große Toteiskessel in die Rinne eingesenkt. Von hier an ist in die Schotter der Umfließungsrinne ein Talboden eingetieft, so daß zwei Niveaus vorliegen. Beide finden im zentrifugalen Wangener Trockental als Niveau 3 und 4 ihre Fortsetzung (vgl. Kapitel 2.2.2). Auf die Einmündung eines Tälchens von Süden folgt weiter talabwärts die Einmündung eines wesentlich stärker ausgebildeten Tälchens, das den eigentlichen Hauptarm darstellt. Es ist 7-8 m in das obere Schotterniveau (Niveau 3) der Umfließungsrinne eingetieft. Seine östliche Flanke, in der eine Schlinge mit markantem Prallhang angelegt ist, ist steil. Der westliche Talhang ist flacher. Er wird von dem unruhigen Gelände der Leutstetter Endmoräne gebildet.

1 km unterhalb der Einmündung des Tälchens senkt sich in den Talboden der Umfließungsrinne (Niveau 4) ein weiterer Talboden ein (Niveau 5), der ein sehr starkes Gefälle nach Norden aufweist (siehe Tafel 2 und Abb. 5 und 6). Der Talboden der Umfließungsrinne erscheint somit nur noch als Talterrasse, deren Abstand von dem steil abfallenden heutigen Talboden laufend zunimmt. Die Eintiefung erreicht schließlich einen Wert von 15 m. Das Gefälle beträgt 3,3 % (von 650 auf 630 m NN bei einer Strecke von 600 m). Der heute stark abfallende Talboden biegt schließlich durch eine Lücke in der Leutstetter Endmoräne nach Westen und führt zentripetal nach Haarkirchen. Die Lücke in der Leutstetter Endmoräne geht sicher auf ein Gletschertor zurück und wurde beim Zurückschmelzen des Eises frei. Das neu

gewonnene Gefälle veranlaßte eine kräftige Tiefenerosion, die sich nach rückwärts im Boden der Umfließungsrinne fortsetzte.

Die neue Erosionsbasis des abgelenkten Baches bildete eine weiter innen und tiefer liegende Umfließungsrinne, die bei Percha in das nördliche Ende des Starnberger Sees mündet und heute vom Biberkorbach (Kellerbach) durchflossen wird. Die Umlenkung der Entwässerung ist damit dem Münsinger Rückzugsstadium (H.Jerz, S. 46) bzw. dem Münsinger-und Aufkirchener Stadium (A.Rothpletz 1917, S. 185, vgl. Kapitel 3.1.1) des Starnberger Gletschers zeitlich zuzuordnen, dem diese Umfließungsrinne angehört. Das zentripetale Niveau 5 kann nicht von Gletscherschmelzwässern eingetieft worden sein, da der Eisrand von der Leutstetter Randlage zurückgewichen war und zwischen ihm und der Wangener Umfließungsrinne kein Kontakt mehr bestand. Es kommt also nur Niederschlagswasser in Frage, das auf dem noch gefrorenen Untergrund oberflächlich abfloß. Der Abfluß erfolgte zunächst peripher in der Wangener Umfließungsrinne, bog dann zentripetal um und setzte sich in der nächstinneren Umfließungsrinne wieder peripher fort.

Auch nach Norden tiefte sich in den Talboden der Wangener Umfließungsrinne eine neue Talsohle ein. Ihr Gefälle ist dem des alten Talbodens entgegengerichtet (siehe Tafel 2, Abb. 6 und 7) und beträgt 4 % (von 642 m NN auf 630 m NN bei 300 m Strecke). Dem nördlichen Einschnitt folgt das Sträßchen von Haarkirchen nach Neufahrn, dem südlichen der Mörlbacher Weg. Im südlichen Arm zeigt ein Aufschluß die geschichteten Schotter des ursprünglichen Talbodens (Niveau 4). An ihrer Mündung umschließen die beiden Arme einen aus dem alten Talboden herausgeschnittenen Sporn.

Zusammenfassend läßt sich somit feststellen:

Im Umlenkungsbereich liegen drei verschiedene Niveaus vor:

- 1) die Schotter der peripheren Rinne (Niveau 3),
- 2) der darin eingetieft Talboden der peripheren Rinne (Niveau 4),
- 3) die wiederum darin eingetieft zentripetale Umlenkungsrinne (Niveau 5):

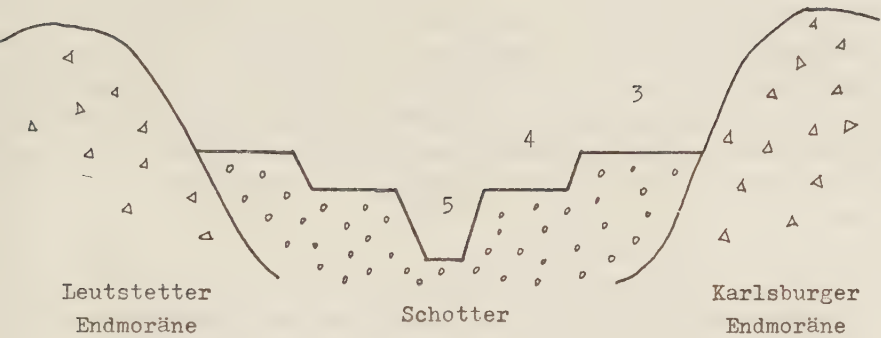


Abb.5

Modell der Umlenkungsstelle in der Wangener Umfließungsrinne
(Querschnitt)

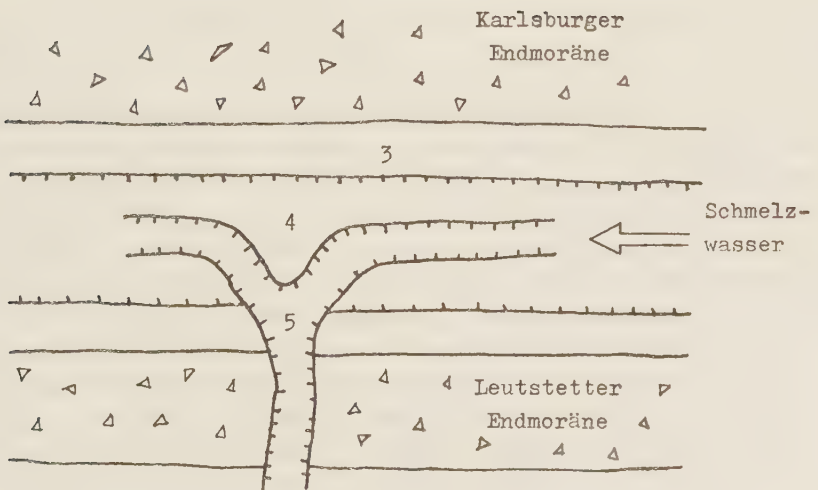


Abb.6

Modell der Umlenkungsstelle in der Wangener Umfließungsrinne
(Grundriß)

Nördlich des Umlenkungsbereiches bildet der Talboden der Wangener Umfließungsrinne (Niveau 4) wieder den heutigen Talboden.

Auf der westlichen Seite tritt nochmals das obere Schotterniveau (Niveau 3) der Umfließungsrinne als Terrasse auf. Einer zweiten, tieferen Terrasse, die so schwach ausgeprägt ist, daß sie im Gelände kaum deutlich wird, dürfte keine allzu große Bedeutung zukommen.

Die Umfließungsrinne durchbricht die Karlsburger Endmoräne bei der Autobahn München-Starnberg und leitet ins zentrifugale Wangener Trockental über. Die Durchbruchsstelle war bereits durch eine Lücke in der Moräne vorgegeben, die auf ein Gletschertor zurückgeht. Auch die Leutstetter Endmoräne weist an dieser Stelle eine Unterbrechnung auf. Beide Lücken werden von der Autobahn durchzogen. Der Übergang des Talbodens der Wangener Umfließungsrinne in den des Wangener Trockentales ist wegen der Autobahn nicht mehr sichtbar (vgl. Kapitel 2.2.2), kann jedoch im Tallängsprofil (Tafel 2) rekonstruiert werden.

2.2.5 Mögliche Ursachen der Terrassierung

Die oberste Schotterflur (Niveau 1) wurde am Neufahrner- und am Wangener Tal von der maximalen Eisrandlage, d.h. von der Karlsburger Endmoräne aus geschüttet. Beim Rückschmelzen des Eises tiefte sich Niveau 2 in diese Schotterflur ein. Das Rückschmelzen kann nicht allzu stark gewesen sein, da später noch eine weitere Eintiefungsphase folgte, in der das Niveau 3, der heutige Talboden des Neufahrner Tales, geschaffen wurde. Sowohl Niveau 2 als auch Niveau 3 im Neufahrner Tal müssen mit der Karlsburger Endmoräne verknüpft werden, da das Tal keinen Anschluß an die Leutstetter Endmoräne hat. Für die Bildung des Niveaus 2 kommt also nur ein geringfügiges Rückschmelzen im Bereich der Karlsburger Endmoräne in Frage, für die Bildung des Niveaus 3 hingegen das endgültige Rückschmelzen von der Karlsburger Endmoräne.

Ob Niveau 2 nur in die bereits abgelagerten Schotter eingeschnitten oder von der etwas zurückverlegten Karlsburger Eisrandlage aus in einen beim Rückzug geschaffenen Einschnitt hinein-

geschüttet wurde, kann nicht entschieden werden. Ein Vergleich der Schottergrößen und des Zurundungsgrades erbrachte keine signifikanten Unterschiede zwischen Niveau 1 und Niveau 2 (R.Schumacher 1977, S.48-55). Auch im Falle einer Einschüttung dürfte der nur geringfügig längere Transportweg nicht ausgereicht haben, um das Korngrößenspektrum zu verändern oder eine stärkere Zurundung zu verursachen.

Im Wangener Tal treten ebenso wie im Neufahrner Tal die Niveaus 1 und 2 auf, die mit der Karlsburger Endmoräne zu verknüpfen sind. Darin eingeschachtelt befindet sich ein tieferes Niveau (Niveau 3) und der Talboden (Niveau 4), die beide mit den entsprechenden Niveaus der Wangener Umfließungsrinne und damit mit der Leutstetter Endmoräne verknüpfbar sind. Eigenartigerweise hat das Talbodenniveau des Neufahrner Tales die gleiche Höhenlage wie das Niveau 3 des Wangener Tales, obwohl ersteres mit der Karlsburger Endmoräne und letzteres mit der Leutstetter Endmoräne zusammenhängt. Eine gleichzeitige Entstehung scheidet also von vornherein aus. Die Bezeichnung beider Niveaus als Niveau 3 erfolgt nur aufgrund der gleichen Höhenlage.

Diese Erscheinung könnte man, allerdings ohne exakte Beweis-sicherung, so deuten: Nachdem das Eis endgültig von der Karlsburger Endmoräne zurückgeschmolzen war, wurde das Neufahrner Tal inaktiv. Während des weiteren Rückschmelzens schnitt das Gerinne im Wangener Tal weiter bis unter das Niveau des Neufahrner Talbodens ein. Als das Eis die Leutstetter Stillstandslage einnahm, verschob sich das Verhältnis von Wassermenge und Schotterlast wieder zugunsten der Schotterlast und es wurde wieder aufgeschüttet. Dabei entstand das Niveau 3 des Wangener Tales und der Wangener Umfließungsrinne. Diese Aufschüttung erreichte ungefähr die Höhenlage des Neufahrner Talbodens. Beim Rückschmelzen des Eises von der Leutstetter Endmoräne trat erneute Erosion ein, wodurch sich Niveau 4 unterhalb von Niveau 3 im Wangener Tal und in der Wangener Umfließungsrinne ausbildete. eine sichere und beweisbare Rekonstruktion der komplexen Terrassenbildungsprozesse ist nicht möglich.

Die starke Eintiefung (mehr als 10 m) und die Terrassierung im Neufahrner- und im Ferchaer Tal ist nicht eindeutig erklärbar, da beide Täler keinen Anschluß an die zweite Eisrandlage besitzen.

Östlich der Isar (Kapitel 2.1.2) sind selbst Täler mit Anschluß an die zweite Eisrandlage nicht mehr als 5 m in die Schotterflur des Maximalstandes eingetieft. Ausnahmen bilden die Hauptentwässerungsrinnen (Gleißental, Kapitel 2.4, Rinne von Reith, Kapitel 2.5). Auch sind die Flanken der Entwässerungsrinnen östlich der Isar nicht mehrfach gestuft. Als Deutung dieser Differenzierungen bieten sich lokale Faktoren an, wie ein unterschiedlich phasenhaftes Rückschmelzen innerhalb eines Moränenzuges oder lokale Oszillationen des Eisrandes und damit zusammenhängende Schwankungen im Verhältnis von Wassermenge und Schotterlast. Diese Faktoren sind es, die über die Tiefe der Zerschneidung und eine eventuelle Terrassenbildung entscheiden.

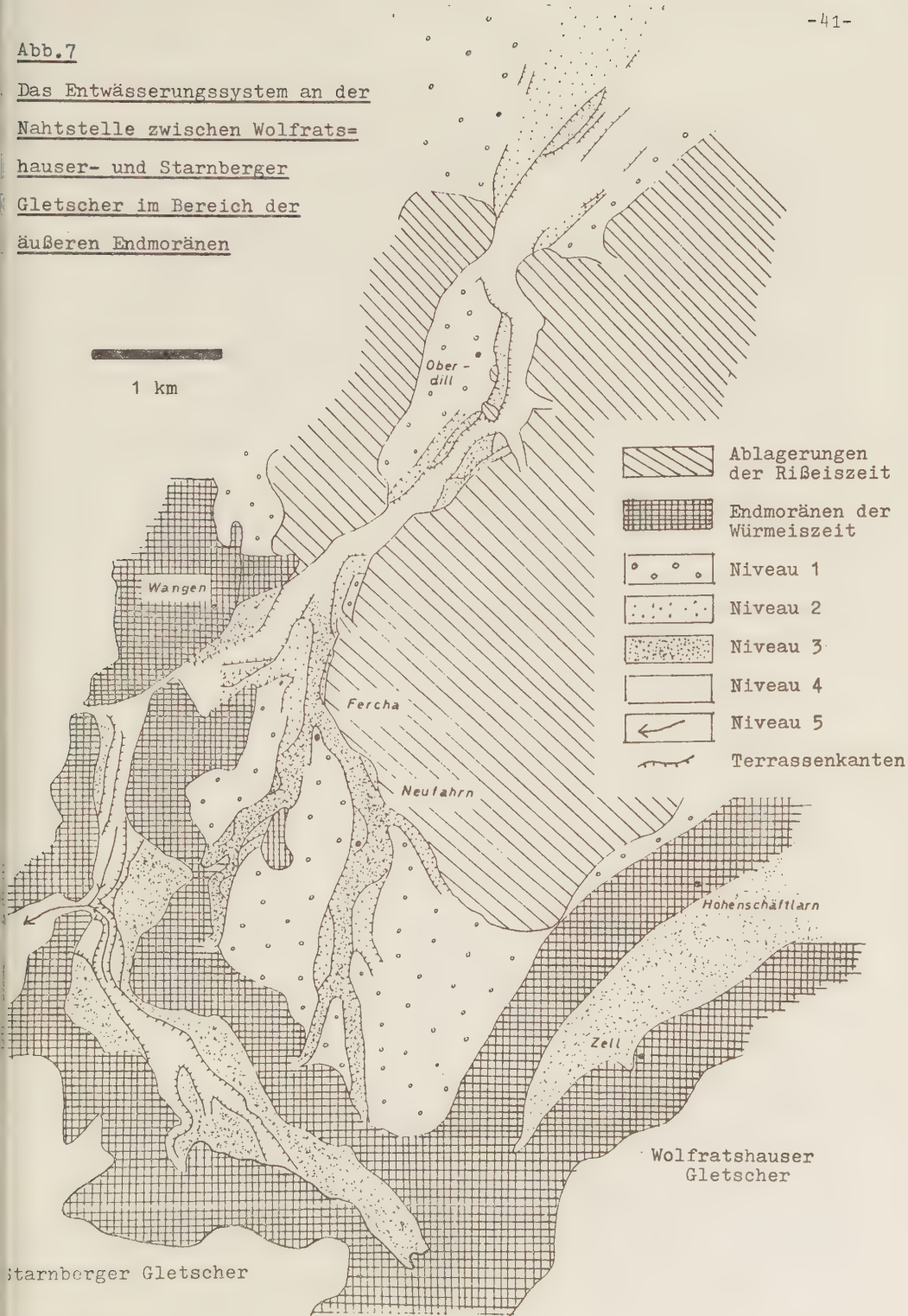
Die in den Kapiteln 2.1 und 2.2 behandelten Schmelzwasserrinnen im Bereich der beiden äußeren Endmoränen sind heute alle funktionslos und stellen Trockentäler dar. Unter den gegenwärtigen Klimaverhältnissen versickert das Niederschlagswasser in den Schotterablagerungen und wird als Grundwasserstrom abgeführt. Eiszeitliche und heutige Entwässerung sind hier in der Ausbildung des Gewässernetzes und den hydrologischen Bedingungen völlig verschieden.

Abb.7

Das Entwässerungssystem an der
Nahtstelle zwischen Wolfrats-
hauser- und Starnberger
Gletscher im Bereich der
äußeren Endmoränen



1 km



Starnberger Gletscher

Wolfratshauser
Gletscher

2.3 Die Hauptentwässerungsrinne der Isar

2.3.1 Die Terrassen und ihre Verknüpfung

Mit den Terrassen an der Isar befaßten sich vor allem L.v.Ammon (1894, S.337), O.Feichtmaier u.a. (1921, S.18-27), F.Münchsdorfer (1922, S.129-132), C.Troll (1926, S.170-180), J.Knauer (1937, S.34-35, 1938, S.11-19) und M.Feulner (1956, S.47-58, 108). Terrassen sind eingetragen in den Karten von W.Koehne (1914, 1915), O.Feichtmaier u.a. (1921), J.Knauer (1938), H.Tillmann (1953), I.Schaefer (1978), A.Petschel (noch unveröffentlicht) und H.Jerz (zwei noch unveröffentlichte Karten). Ein z.T. sehr unübersichtliches Tallängsprofil liegt von M.Feulner (1955) vor. Eine Überprüfung der bestehenden Kartierungen konnte viele Unklarheiten beseitigen und einzelne Terrassen genauer erfassen, andere neu ausscheiden. Die Terrassen an der Isar sind in Abb.8 und in einem Längsprofil (Tafel 3) dargestellt. Das Tallängsprofil zeigt aus Gründen der Übersichtlichkeit im moränennahen Bereich nur die Verhältnisse auf der westlichen Talflanke.

Die tiefste, die sog. **H i r s c h a u e r T e r r a s s e**, stellt das jüngste Glied der Münchener Terrassenlandschaft dar und ist dem Holozän zuzurechnen. In ihr wurden Knochen, Waffen, Hufeisen, Tonscherben, Ziegel und andere Gegenstände gefunden (J.Knauer 1938, S.17). Sie trägt die tieferen Teile der Stadt (Untergiesing, Au, Isarvorstadt, Östliche Altstadt, Lehel, Herzogpark) und wird von den Stadtbächen durchzogen. Ihre ursprüngliche Auenvegetation wurde auf weiten Flächen in Parkanlagen wie den Englischen Garten, den Tierpark Hellabrunn und die Anlagen längs der Isar umgewandelt. Die in unserem Jahrhundert zu beobachtende Eintiefung der Isar unter das Niveau der Hirschauer Terrasse stellt die Reaktion des Flusses auf Regulierungsmaßnahmen dar (J.Knauer 1938, S.16).

Die Hirschauer Terrasse wird von der sog. **A l t s t a d t t e r r a s s e** überragt, die am Thalkirchener Golfplatz ihren Anfang nimmt. Der Abfall zur Hirschauer Terrasse zieht über Thalkirchen zur Bezirkssportanlage an der Thalkirchener Straße. Durch Baumaßnahmen ist der Terrassenrand hier nicht mehr in seiner ursprünglichen Form erhalten. Eine Photographie bei J.Knauer (1938) zeigt noch den markanten, nach Westen ausschwingenden Terrassen-

rand, der von der Thalkirchener Straße nachgezeichnet wird. Der Rand zieht in stark verwischter Form weiter zur Großmarkthalle und durch das Schlachthofviertel, bis er am Glockenbach wieder deutlich zutage tritt. Er verläuft weiter zwischen Sendlinger Straße und Oberanger zum Rindermarkt, umzieht die Peterskirche und das alte Rathaus und erreicht den Hofgarten. Schließlich zieht er am westlichen Saum des Englischen Gartens entlang nach Biederstein und zum Nordfriedhof, dann durch Freimann und parallel zur Autobahn München-Nürnberg in Richtung Garching. Der Niveauunterschied zwischen der Altstadtterrasse und der Hirschauer Terrasse beträgt bis zu 5 m.

Die Altstadtterrasse besitzt eine von Westen nach Osten zur Isar hin geneigte Oberfläche und läßt sich in ihrem nördlichen Abschnitt eventuell noch differenzieren (I.Schaefer 1978, S.44 und Karte, K.Brunnacker 1959 a, S.81). K.Brunnacker gliedert eine innere und eine äußere Altstadtstufe aus, I.Schaefer sogar bis zu fünf Teilstufen. Die vom Sendlinger-zum Karlstor ziehende Stufe wird von O.Feichtmaier u.a. (1921, S.24) für Reste der schlecht eingeebneten, alten Befestigung gehalten. Die Mächtigkeit der Schotter der Altstadtterrasse gibt J.Knauer (1938, S.16) mit durchschnittlich 4-5 m an. Im südlichen Stadtbereich liegen sie dem Flinz direkt auf, im nördlichen Bereich älteren Eiszeit-schottern (J.Knauer 1938, S.12, 16). Die Altstadtterrasse ist östlich der Isar nur in einem kleinen Rest bei Neuberghofen, unterhalb von Bogenhausen, erhalten (J.Knauer 1938, S.16).

Die Altstadtterrasse wird im Westen vom Rand der Hauptniederterrasse begrenzt. Er zieht entlang der Plinganserstraße zum Harras, weiter zur Theresienhöhe, wird dann durch die breite Eisenbahntrasse zum Hauptbahnhof unterbrochen, tritt nördlich davon wieder auf und quert die Arnulf-, die Mars-, die Nymphenburger- und die Dachauer Straße. Dann verläuft er entlang der Schleißheimer Straße nach Milbertshofen, wo er sich schließlich verliert. Im südlichen Teil der Kante streichen im Liegenden der Würmschotter ältere Eiszeitablagerungen aus (vgl. J.Knauer 1938, Karte und Profile). Der vertikale Abstand zwischen Altstadtstufe und Hauptniederterrasse erreicht seinen Höchstwert südlich von Thalkirchen mit 24 m.

Auf der östlichen Isarseite schiebt sich zwischen die Hirschauer- und die Hauptniederterrasse bzw. Grünwalder Terrasse - eine Trennung ist in dieser nördlichen Lage nicht mehr möglich (siehe später) - die sog. Giesinger Terrasse. Ihr Abstand zur Hauptniederterrasse bzw. Grünwalder Terrasse beträgt maximal 6 m. Gemäß den bisherigen Untersuchungen (u.a. M.Feulner, 1956, S.51) beginnt sie erst in Harlaching an der Kirche St.Anna. Eine Kante mit etwas geringerer Höhe läßt sich jedoch von dort nach Süden entlang der Grünwalder Straße bis fast an die Zufahrt zum Sanatorium verfolgen. Obwohl das Längsgefälle in diesem oberen Abschnitt etwas steiler als das der eigentlichen Giesinger Terrasse ist, halte ich eine Zurechnung zur Giesinger Terrasse für vertretbar. I.Schaefer (1978) stimmt mit mir überein, indem er auf seiner Karte die Giesinger Terrasse südlicher als die anderen Autoren beginnen läßt. Im Gegensatz zu mir legt er ihren Anfang sogar bis in den Bereich der Großhesseloher Brücke. Meine eigenen Beobachtungen können eine Erstreckung über die Zufahrt zum Sanatorium hinaus nicht bestätigen. Es ist denkbar, daß hier einmal eine Kante vorhanden war, die durch die Bebauung des Gebietes verwischt wurde.

Der Abfall zur Giesinger Terrasse zieht von der Kirche St.Anna nach Nordosten zum Eintritt der Tegernseer Landstraße in das amerikanische Kasernengelände und dann weiter zum Ostrand des Ostfriedhofes (vgl. die Karten von O.Feichtmaier 1921, J.Knauer 1938 und H.Tillmann 1953), wo jedoch nur noch eine leichte Steigung im Verlauf der Straßen einen ehemaligen Rand vermuten lassen. In der Nähe des Ostfriedhofes berührt die Giesinger Terrasse den Hochterrassenriedel, der von Ramersdorf nach Ismaning zieht. Sie schmiegt sich an ihn an und endet in Bogenhausen, von wo ab die Hochterrasse direkt zur Hirschauer Terrasse abfällt.

Nach J.Knauer (Karten von 1931 und 1938) treten im südlichen Teil der Kante zwischen der Hauptniederterrasse bzw. Grünwalder Terrasse und der Giesinger Terrasse ältere Eiszeitschotter zutage. Die Höhe der Kante übersteigt also die Mächtigkeit der Würmschotter. Daraus geht hervor, daß die Giesinger Terrasse in älteres, unterlagerndes Material eingeschnitten ist, wenngleich ihre Oberfläche selbst aus Würmschotter besteht. Die Streu aus Würmschotter ist jedoch zumindest am Steilabfall zur Isar sehr dünn, wo die älteren Eiszeitschotter bis fast zur Terrassenfläche hinaufreichen

(z.B. an der Marienklause und am Harlachinger Berg). Der Abfall von der Giesinger Terrasse zur Isar bzw. zur Hirschauer Terrasse verläuft vom Tierpark Hellabrunn zum Stadion an der Grünwalder Straße und weiter über die Giesinger Kirche, den Nockerberg, den Gasteig, das Maximilianeum und den Friedensengel nach Bogenhausen zu dem oben genannten Endpunkt der Giesinger Terrasse an der Hochterrasse. An der Terrassenkante streichen ältere Eiszeitschotter als Nagelfluh aus, soweit sie nicht von Gehängeschutt verdeckt sind. Die Bierkeller der Paulanerbrauerei sind in solchen Konglomeraten angelegt (O.Feichtmaier 1921, S.23, J.Knauer 1938, S.8). Die Giesinger Terrasse reicht von 556 m NN im Süden bis 620 m NN im Norden.

Auf der westlichen Isarseite ist eine Terrasse anzutreffen, die nach meinen Erkenntnissen mit der Giesinger Terrasse gleichgesetzt werden kann (siehe Tafel 3). Sie verläuft von der Waldwirtschaft Großhesselohe zur Prinz-Ludwig-Höhe und endet an der Einmündung der Siemensallee in die Wolfratshauser Straße. Sie soll als L u d w i g s h ö h e r T e r r a s s e bezeichnet werden. Diese Terrasse wird von O.Feichtmaier (1921, S.22) und von M.Feulner (1956, S.53) zur südlich anschließenden S c h w a n e c k e r T e r r a s s e gerechnet. Wie westlich der Waldwirtschaft Großhesselohe jedoch zu sehen ist, liegt die Schwanecker- ca. 3 m über der Ludwigshöher Terrasse und endet ca. 300 m nach dem Anfangspunkt der Ludwigshöher Terrasse. Die Oberfläche der Ludwigshöher Terrasse besteht nach O.Feichtmaier (1921, S.22) und J.Knauer (1931, Karte) zumindest teilweise aus Rißschottern. Meine eigenen Beobachtungen in Baugruben zeigten unter 0,5 m Parabraunerde 2 m mächtige Würmschotter und erst darunter Rißschotter. Die Ludwigshöher Terrasse liegt maximal 6 m unter der Hauptniederterrasse. Ihre Höhenlage reicht von 566 - 550 m NN.

Südlich der Ludwigshöher Terrasse liegt die schon erwähnte S c h w a n e c k e r T e r r a s s e (573-568 m NN), die an der Burg Schwaneck einsetzt und nach ca. 1,2 km nahe der Großhesseloher Waldwirtschaft endet. Ihr ist eine kleine, ca. 3 m tiefer liegende Terrasse vorgelagert. Die Schwanecker Terrasse selbst gliedert sich in zwei kleinere Teilstufen.

Die Schwanecker Terrasse findet am Ostufer in der G r ü n - w a l d e r T e r r a s s e eine Entsprechung. Letztere beginnt etwas südlich von Grünwald und schiebt sich zwischen die Hauptniederterrasse und das Isarsteilufer. Zu Beginn sind zwei Teilniveaus vorhanden, von denen sich nur das höhere, weiter nördlich einsetzende, flußabwärts fortsetzt. Die bis zu 12 m hohe Stufe von der Hauptniederterrasse zur Grünwalder Terrasse (siehe Bild 3) schneidet die Straße von Grünwald nach Straßlach und die Straße von Grünwald nach Deisenhofen, verläuft dann etwa parallel zur Straßenbahn und gabelt sich in Neugrünwald in zwei Kanten, die in nordöstlicher Richtung in den Perlacher Forst hineinziehen und dort auslaufen. Das Teilniveau zwischen den beiden Kanten wird von J.Knauer (1937, S.34-35) als Perlacher-Geräumt-Terrasse bezeichnet. Im Tallängsprofil (Tafel 3) wird diese Terrasse aufgrund des geringen Höhenunterschiedes zur eigentlichen Grünwalder Terrasse nicht eigens ausgeschieden. Die Grünwalder Terrasse reicht von 590 m NN im Süden bis 568 m NN im Norden, wo sie auf die Hauptniederterrasse ausläuft. Sie endet damit bereits weit südlich vom Anfangspunkt der Giesinger Terrasse.

Im Westen wird die Grünwalder Terrasse vom Isarsteilufer begrenzt. Besonders im Gebiet von Neugrünwald besitzt sie eine unebene Oberfläche, was sich auch im Höhenlinienbild der topographischen Karte 1: 25 000 erkennen läßt. Möglicherweise waren hier einmal kleine Terrassenränder vorhanden, die sich jedoch durch die dichte Bebauung und die mit ihr verbundene Geländeeinebung nicht mehr verfolgen lassen. Die Karten von O.Feichtmaier (1921) und J.Knauer (1931) verzeichnen zum Teil Rißschotter an ihrer Oberfläche. In den Erläuterungen zur Karte von O.Feichtmaier u.a. (1921, S.21) ist von einer Überdeckung mit Würmschottern in wechselnder Dicke die Rede.

Eine Kante von maximal 2 m Höhe beginnt am Filmgelände in Geisalgasteig, zieht, von der Eisenbahn nach Deisenhofen kurz unterbrochen, weiter zum Sanatorium und endet am Harlachinger Krankenhaus. Sie ist bei M.Feulner (1956, S.51 und in Abb. 10 auf Seite 47) und in der Karte von I.Schaefer (1978) verzeichnet. I.Schaefer verlängert sie allerdings weiter nach Norden als ich sie verfolgen konnte. Er läßt sie an der 550 m-Isohypse mit der



Bild 3

Terrassenkante zwischen Hauptniederterrasse und
Grünwalder Terrasse,
Standpunkt ca. 700 m NO Grünwald Ortsmitte,
Blick nach SW

Stufe zusammenlaufen, die zur Giesinger Terrasse abfällt. In meinem Tallängsprofil (Tafel 3) wird die Fläche unterhalb dieser Kante als *Menterschwaige-Terrasse* bezeichnet. In der Nähe des Sanatoriums, wo die Giesinger Terrasse beginnt, überragt sie diese.

Bei Grünwald befindet sich unten an der Isarbrücke noch eine kleine Terrasse in ausgesprochen tiefer Lage (543 m NN). An ihrer Kante zur Isar läßt sich erkennen, daß sie aus Sand- und Kies-schichten aufgebaut ist.

Am östlichen Isarufer treten erst weiter südlich, am Austritt der Isar aus dem Moränengebiet, wieder Terrassen auf. Sie liegen in der Talweitung von Mühlthal und Epolding und lassen sich in 4 Stufen gliedern. Die oberste Terrasse besteht aus einem kleinen, isolierten Umlaufberg (593 m NN). Er steht auf einer weiteren Terrasse von 590-585 m NN, die von einer nach Osten ausschwin-genden Rinne zerschnitten wird (im Tallängsprofil nicht eigens ausgeschieden). Eine noch tiefer gelegene Terrasse besitzt weiter flußaufwärts beim Gut Epolding eine Entsprechung. Die beiden Terrassen sind nur durch eine Kerbe getrennt, die auch den Rand des Isartales zerschneidet. Die von den beiden Terrassen gebildete Stufe reicht von 685 m NN im Süden bis 677 m NN im Norden. Die tiefste Terrasse von Mühlthal besitzt eine Höhenlage von 677-674 m NN. Sie findet eine Entsprechung in einem winzigen Terrassenrest an der Nordwestecke der oben erwähnten Epoldinger Terrasse. Die Terrassen von Mühlthal und Epolding sind stark von jüngeren Ein-schnitten zertalt und zum Fluß hin geneigt, so daß die genannten Höhenangaben nur Mittelwerte darstellen.

Nun kehren wir wieder auf das westliche Isarufer zurück, wo sich bei der Waldwirtschaft Buchenhain zwei kleine, jedoch sehr markante Terrassen befinden. Sie liegen in ca. 598 m NN bzw. 603 m NN und werden von der Hauptniederterrasse überragt, die hier in 610 m NN liegt. Die untere Buchenhainer Terrasse läßt sich mit der Grün-walder Terrasse verknüpfen. Eine weitere Terrasse in 580 m NN, wie sie M. Feulner (1956, S. 52) beschreibt, ist nicht vorhanden.

Weiter flußaufwärts, bei Baierbrunn, werden die Verhältnisse un-übersichtlicher. Nördlich von Baierbrunn endet die Hauptnieder-terrasse an der Baierbrunner Altmoräne. Es besteht somit kein

unmittelbarer Anschluß der Hauptniederterrasse an den würmeiszeitlichen Endmoränenbereich bei Hohenschäftlarn und Ebenhausen. Eine Verbindung kann nur über einzelne kleinere Terrassen hergestellt werden. Das Tallängsprofil von M. Feulner (1956, Profil 3) ist hier irreführend, da es auf dem westlichen Isarufer eine bis zur Ebenhausener Endmoräne durchlaufende Hauptniederterrasse anzeigt. Die Wirklichkeit stellt sich anders dar: Dort, wo die Hauptniederterrasse in 617 m NN an der Altmoräne endet, befindet sich eine tiefere Terrasse, die zwischen der Altmoräne und dem Isarsteilhang als schmales Band in den Ort Baierbrunn zieht, sich hier wieder verbreitert und den östlichen Ortsteil trägt. Ihre Höhe liegt zwischen 610 und 618 mNN. In sie ist ein steiles, zur Isar hinunterleitendes Tälchen eingetieft. Der gleiche Einschnitt trennt zwei tiefer liegende, kleine Terrassen, die zusammengehören: nördlich des Einschnittes eine Terrasse in 610 m NN und südlich die sog. Konradshöhe in 613 m NN. Über der Terrasse, die das östliche Baierbrunn trägt, erhebt sich eine weitere, (620-624 m NN), die durch die alte Kirche bezeichnet wird und darüber die höchste aller Baierbrunner Terrassen (623-628 m NN). Die Kante zwischen den beiden Terrassen ist allerdings sehr verwaschen und im bebauten Gebiet nur noch zu erahnen. Sie zieht vom Friedhof, südlich der Ortschaft, schräg über die Bundesstraße und durch den westlichen Ortsteil unterhalb des Bahnhofes. Die höchste Baierbrunner Terrasse stellt die südliche Fortsetzung der Hauptniederterrasse dar (siehe Längsprofil auf Tafel 3). Sie und die nächsthöchste (alte Kirche) werden im Süden vom Baierbrunner Trockental abgeschnitten, das mit der Hohenschäftlarn-Endmoräne zusammenhängt, rißeiszeitliche Ablagerungen durchbricht und im spitzen Winkel als Hängetal in 600 m NN ins Isartal einmündet. Sein Längsgefälle nimmt ab 645 m NN stark zu, wohl infolge eines jüngeren Eintiefungsvorganges, bei dem keine Schmelzwässer mehr im Spiel waren. An der westlichen Talflanke treten jedoch zwei Terrassen (631-637 m NN bzw. 621-623 m NN) auf, die den alten, flacher geneigten Talboden repräsentieren. Sie lassen sich mit der obersten Baierbrunner Terrasse aufgrund der Gefällsverhältnisse verknüpfen (siehe Tafel 3). Auf diesem Weg ergibt sich eine Verbindung zwischen der Hauptniederterrasse nördlich von Baierbrunn und der Hohenschäftlarn-Endmoräne (siehe Kapitel 2.3.2). Dieser Zusammenhang läßt sich auch über einen Seitenarm des Baierbrunner Trockentales herstellen, der an der nördlichen Spitze der Hohenschäftlarn-Endmoräne ansetzt,

ebenfalls rißeiszeitliche Ablagerungen durchbricht und ein nach unten zunehmendes Gefälle besitzt.

Bei der Suche nach Terrassen im Isartal zwischen Thalkirchen und Schäftlarn konnte ich zwischen den gewaltigen Hangschuttmassen und verstürzten Deckenschotterblöcken sowie an die Talhänge angelagert immer wieder lockere Kiesvorkommen entdecken, die einen ehemals höheren Lauf der Isar dokumentieren (vgl. W.Koehne 1914, S.11). Eindeutige Terrassenflächen in tieferer Lage sind jedoch, außer an der Grünwalder Brücke, nirgends vorhanden, da fortwährende Hangrutschungen womöglich einst vorhandene Terrassen zerstörten oder unter sich begruben. Stellenweise glaubt man, eine halbwegs ebene Terrassenfläche vor sich zu haben, muß dann aber erkennen, daß große, verstürzte Nagelfluhblöcke und Schuttmassen eine nur vermeintliche Flußterrasse aufbauen. Häufig führen auf diesen Schuttmassen Wege entlang, die den terrassenartigen Eindruck verstärken.

Nach O.Feichtmaier u.a. (1921, S.18,20) kann auch der Flinz eine Verebnung bilden, auf der dann die Wand aus eiszeitlichen Ablagerungen aufsitzt. Demnach läge also nur eine Struktur- oder Schichtterrasse vor.

Eine niedrige Terrasse am Pullacher Kraftwerk besteht aus einer künstlichen Aufschüttung, wie mir im Tiefbauamt der Isar-Amperwerke mitgeteilt wurde. Das beim Bau des Kanales anfallende Aushubmaterial wurde als Baugrund für die Häuser südlich des Kraftwerkes verwendet.

Nördlich des Bürggrabens bei Hohenschäftlarn befindet sich in ca. 575 m NN eine sanft zur Isar hin abfallende Verflachung, die mit einem Steilhang nach unten abbricht. Vermutlich handelt es sich um einen aus dem Bürggraben geschütteten Schwemmkegel, der von der Isar angeschnitten und vom Bach des Bürggrabens zerschnitten wurde. Südlich des Bürggrabens liegt eine Verflachung des Isartalhanges in 570 m NN, die allerdings aus Hangschutt bestehen dürfte. In die Kartenskizze (Abb.8) und das Tallängsprofil (Tafel 3) wurden diese zweifelhaften Terrassen nicht aufgenommen.

2.3.2 Die Beziehung zwischen der Hauptniederterrasse und den beiden äußeren Endmoränen

Hier soll die Frage behandelt werden, welcher der beiden äußeren Endmoränen die Hauptniederterrasse zuzuordnen ist. J.Knauer (1931, Karte) und M. Feulner (1956, S.49-50) verknüpfen die Hauptniederterrasse mit der Ebenhausen-Beigartener Endmoräne. Nach ihrer Auffassung sind die Schotter der Ebenhausen-Beigartener Eisrandlage anfänglich in die Schotter der Hohenschäftlarn-Dinghartinger Eisrandlage eingesenkt und überdecken diese dann nördlich von Baierbrunn und Straßlach (J.Knauer 1931, S.33). Die Karte von J.Knauer zeigt am östlichen Isarufer, im Bereich westlich von Straßlach, ein Nebeneinander der beiden Schotterkörper ohne Trennung durch eine Terrassenstufe. M.Feulner (1956, S.49) spricht von einer nur gefühlsmäßigen Grenzziehung. Am Ostufer gibt es also keine Einsenkung der Schotter der ersten Eisrandlage in die der zweiten Eisrandlage. Dies hat seine Ursache darin, daß die Schotter, die an der Dinghartinger Endmoräne ansetzen, gleich hoch (640 m NN) liegen wie die Schotter, die an der Beigartener Endmoräne wurzeln und die Umfließungsrinne zwischen der Dinghartinger und der Beigartener Endmoräne ausfüllen. Es kommt hinzu, daß das Ende der Umfließungsrinne genauso weit im Norden liegt wie die Wurzel der Schotter der ersten Eisrandlage an der Dinghartinger Moräne (siehe Abb. 8). Die Schotter der Umfließungsrinne sind von dem Schotterfeld westlich von Straßlach lediglich durch die Mühlthaler Talweitung getrennt. Ob dieses Schotterfeld tatsächlich aus zwei nebeneinander liegenden Schotterkörpern zweier verschiedener Eisrandlagen aufgebaut ist, oder ob eine Vermischung der beiden Schotter anzunehmen ist, kann nicht geklärt werden.

Anders liegen die Verhältnisse auf dem westlichen Isarufer bei Baierbrunn. Hier sind die beiden Schotterkörper durch eine, wenn auch undeutliche Terrassenkante getrennt (vgl. J.Knauer 1931, Karte und M.Feulner 1956, S.49). Es ist die Kante zwischen der obersten und der zweitobersten Baierbrunner Terrasse (siehe Kapitel 2.3.1). Die tieferen Baierbrunner Terrassen wurden von J.Knauer und M.Feulner nicht erfaßt. Die höchste Baierbrunner Terrasse läßt sich mit der Hauptniederterrasse nördlich der Baierbrunner Altmoräne verbinden. In der anderen Richtung kann sie mit den Schottern der Hohenschäftlarn-Eisrandlage verknüpft werden,

die im Baierbrunner Trockental liegen. Ebenso kann sie über den kleinen Seitenarm des Baierbrunner Trockentales mit der Hohenschäftlarnen Endmoräne in Zusammenhang gebracht werden (siehe S. 49). Bei diesen Verknüpfungen muß lediglich der stark eingetiefte untere Abschnitt (645-600 m NN) des Baierbrunner Trockentales und seines Seitenarmes übersprungen werden; dieser Abschnitt ist nämlich jünger, wie auf Seite 49 dargestellt wurde. Die zwei Terrassen im unteren Talabschnitt lassen sich für die Verknüpfung heranziehen.

Die zweithöchste Baierbrunner Terrasse läßt sich mit den Schottern der Ebenhausener Eisrandlage verbinden, welche die Hohenschäftlarnen Umfließungsrinne ausfüllen. Bis hierher decken sich die in J.Knauers Karte (1931) zum Ausdruck kommenden Vorstellungen im wesentlichen mit meinen Befunden. Falsch an der Karte von J.Knauer ist jedoch die direkte Verbindung der zweithöchsten Baierbrunner Terrasse mit der Hauptniederterrasse nördlich des Baierbrunner Altmoränenkomplexes. Die Karte verzeichnet weder die dritte noch die vierte Baierbrunner Terrasse, die genau an der fraglichen Verbindungsstelle liegen. Das Tallängsprofil (Tafel 3) zeigt, daß das rekonstruierte Niveau der Schotter der Ebenhausener Eisrandlage mit dem der Schotter der Hohenschäftlarnen Eisrandlage noch südlich von Buchenhain zusammenläuft. Hierin wird J.Knauer durch meine Aufnahmen bestätigt. Die Hauptniederterrasse nördlich des Baierbrunner Altmoränenvorsprunges läßt sich also mit der Hohenschäftlarnen- und der Ebenhausener Endmoräne verknüpfen. In J.Knauers Karte ist die Hauptniederterrasse mit der Signatur der Schotter der Ebenhausener Eisrandlage wiedergegeben, in meiner Kartenskizze (Abb.8) dagegen mit der Signatur, die auch die Schotter der Hohenschäftlarnen Eisrandlage tragen. Beide Verfahren sind möglich. In Abb.8 wird den Schottern der Hohenschäftlarnen Eisrandlage der Vorzug gegeben, da sie sich zwangloser mit der Hauptniederterrasse verbinden lassen (siehe Tafel 3).

Die am Westufer im Gegensatz zum Ostufer auftretende vertikale Trennung der Schotter der ersten und der zweiten Eisrandlage hat folgende Ursachen: Die Schotter der Ebenhausener Eisrandlage liegen am unteren Ende der Hohenschäftlarnen Umfließungsrinne in nur 640 m NN, während die direkt an der Hohenschäftlarnen Endmoräne ansetzenden Schotter 5-10 m höher und dazu noch

weiter nördlich liegen. Am Ostufer hingegen liegen die vergleichbaren Schotterkomplexe beide in 640 m NN und darüberhinaus gleich weit nördlich. Die unterschiedliche Höhe der Schotter der ersten Eisrandlage westlich und östlich der Isar liegt in der unterschiedlichen Endmoränenhöhe begründet.

2.3.3 Prüfung der Vorstellungen C.Trolls über die Verknüpfung von Terrassen und Moränen an der Isar

Nach C.Troll (1926, S.180) entspricht die Hauptniederterrasse dem Kirchseeoner Stadium (d.h. der Hohenschäftlarn-Dinghartinger Endmoräne), die Grünwalder Terrasse dem Ebersberger Stadium (d.h. der Ebenhausen-Beigartener Endmoräne) und die Altstadtterrasse dem Ölkofener Stadium, also der Icking-Dietramszeller Endmoräne. Er zieht einen Analogieschluß zu den Verhältnissen am Inngletscher, da, wie er selbst sagt, eine direkte Verknüpfung von Terrassen und Moränen an der Isar nicht möglich ist. Sehr erschwerend für Verknüpfungsversuche wirkt sich die Tatsache aus, daß das obere Ende der Grünwalder Terrasse ca. 5 km, das der Giesinger Terrasse (mit Ludwigshöher Terrasse) ca. 9 km und das der Altstadtterrasse ca. 11,5 km vom äußeren Endmoränenbereich entfernt liegen. Das von mir erstellte Tallängsprofil (Tafel 3) zeigt, daß die Annahmen C.Trolls nicht richtig sind.

Die Grünwalder Terrasse liegt viel zu tief und besitzt ein zu flaches Längsgefälle, als daß man sie mit den Schottern der Ebenhausener Eisrandlage verknüpfen könnte, die in 640 m NN in der Hohenschäftlarn Umfließungsrinne und ihrem Gegenstück auf dem Ostufer liegen. Auch eine parabelartig ansteigende Verbindungslinie stellt diese Verknüpfung nicht her.

Die Altstadtterrasse liegt so tief und besitzt ein so geringes Längsgefälle, daß ihre Verlängerung nach Süden in nur 560-570 m NN am Nordende des Zungenbeckens ansetzen würde. Dieser Ansatzpunkt liegt jedoch unter dem Seespiegel des Wolfratshauser Sees (vgl. Kapitel 1.2.2), so daß die Entstehung der Altstadtterrasse erst in die Zeit fallen kann, als der See weitgehend entleert und sein Abfluß, das Isartal, schon ziemlich tief eingeschnitten war. Da zur Zeit der Icking-Dietramszeller Eisrandlage der Wolfratshauser See erst im Entstehen begriffen war - sein Nordende

ist durch Seetonvorkommen beim Kloster Schäftlarn (frdl. mdl. Mitt. von Herrn Dr.H.Jerz, Bayerisches Geologisches Landesamt) belegt - kommt eine Verknüpfung der Altstadtterrasse mit der Ickinger Moräne nicht in Frage.

C.Troll läßt bei seinen Überlegungen die Existenz des Wolfrats-
hauser Sees außer acht und berücksichtigt nur die Hauptnieder-
terrasse, die Grünwalder- und die Altstadtterrasse. Die Giesinger
Terrasse setzt er fälschlicherweise mit der wesentlich tieferen
Altstadtterrasse gleich. Diese Vorstellung und die mangelnde
Berücksichtigung der anderen Terrassen werden bereits von
J.Knauer (1937, S.34-35) kritisiert. Auch der Grad der Boden-
bildung auf der Altstadtterrasse, der geringer ist als auf
der Hauptniederterrasse, der Grünwalder-, der Giesinger- und den
anderen hochgelegenen Terrassen (K.Brunnacker 1957, S.58-60),
spricht gegen eine Zuordnung der Altstadtterrasse zur Icking-
Dietramszeller Eisrandlage. Während die Böden der Altstadtstufe
kaum über 20 cm Mächtigkeit erreichen und zu den Rendzinen
bis Schotterlehmen - (nach der Beschreibung C.Brunnackers sind
darunter Parabraunerden zu verstehen) - zählen, sind die Böden
der höheren Terrassen bis zu 50 cm mächtig und als Schotterlehme
ausgeprägt.

2.3.4 Die Frage einer möglichen Verknüpfung der Altstadtterrasse mit den Terrassen von Mühlthal

Die Altstadtterrasse wird von einer Reihe von Autoren mit den
11-12 km weiter flußaufwärts liegenden Terrassen von Mühlthal
verknüpft, ohne daß jedoch eine bestimmte Terrasse genannt wird
(O.Feichtmaier u.a. 1921, S.10; F.Münichsdorfer 1922, S.130-131;
C. Troll 1926, S.178; J.Knauer 1931, S.35; K.Brunnacker 1957, S.63).
Nur den Angaben C.Trolls läßt sich entnehmen, daß er die zweit-
höchste Terrasse in ca. 580 m NN meint. Nach K.Brunnacker (1957,
S.63) sind die Terrassen von Mühlthal mit ca. 30 cm mächtigen
Schotterlehmen bedeckt und weisen damit eine etwas weiter ent-
wickelte Bodenbildung als die Altstadtterrasse auf. Dies würde
an und für sich gegen ihre Verknüpfung mit der Altstadtterrasse
sprechen. K.Brunnacker (1957, S.63) erklärt den Unterschied in
der Bodenbildung jedoch mit der Niederschlagszunahme nach Süden

(900 mm Jahresniederschlag zwischen München und Grünwald, 1100 mm bei Straßlach). Auch bezüglich der Altstadtterrasse selbst und der Hauptniederterrasse berichtet er von einer nach Süden zunehmenden Verwitterungsintensität.

Mir scheinen die Gefällsverhältnisse (siehe Tafel 3) gegen eine Verknüpfung der Altstadtterrasse mit den Terrassen von Mühlthal zu sprechen. Das Längsgefälle der Altstadtterrasse beträgt im Stadtgebiet zwischen dem Golfplatz Thalkirchen und Freimann 2,4 ‰. Zwischen der untersten Mühlthaler Terrasse und dem Thalkirchener Golfplatz würde es hingegen 4,1 ‰ betragen. Nimmt man die zweithöchste Terrasse von Mühlthal als Bezugspunkt, so steigert sich dieser Wert auf 5,7 ‰. Da die Altstadtterrasse im Stadtgebiet kein feststellbar konkaves Längsprofil aufweist, ist eine dermaßen stark konkave Aufwärtsentwicklung als unwahrscheinlich zu betrachten.

Aufgrund der Bodenbildung und vor allem der Gefällsverhältnisse ist es eher möglich, die Altstadtterrasse mit der tieferliegenden Terrasse (543 m NN) an der Grünwalder Brücke in Zusammenhang zu bringen. Sie trägt einen Rendzinaboden, der zu den Böden der Altstadtterrasse passen würde.

Insgesamt ist die zeitliche Einordnung und Verknüpfung von Terrassen, insbesondere von kleinen, aufgrund der Bodenbildung mit großen Unsicherheiten behaftet. So weisen die weit über der Terrasse an der Grünwalder Brücke und den Mühlthaler Terrassen gelegenen beiden Buchenhainer Terrassen nur einen flachgründigen Rendzinaboden auf. Sie sind heute zwar bewaldet, doch dürfte in früheren Zeiten eine landwirtschaftliche Nutzung betrieben worden sein, die zu einer Degradierung des Bodens führte.

Ich neige aufgrund der aus dem Tallängsprofil abzulesenden Gefällsverhältnisse dazu, die Altstadtterrasse mit der Terrasse an der Grünwalder Brücke zu verknüpfen. Eine Verknüpfung mit den Terrassen von Mühlthal halte ich aufgrund des Längsprofils für unwahrscheinlich, wenn auch nicht für ganz ausgeschlossen. Die Berücksichtigung der Bodenbildung auf den Terrassen kann kaum zur Lösung des Problems beitragen.

2.3.5 Überlegungen zum Alter der Altstadtterrasse

Wie bereits gezeigt (Kapitel 2.3.3), ist die Altstadtterrasse jünger als der Wolfratshauser See. Ihre tiefe Lage läßt erkennen, daß sie erst entstehen konnte, als der See weitgehend ausgelaufen war.

Die Ansichten, ob die Altstadtterrasse noch in die Würmeiszeit oder schon ins Postglazial zu datieren ist, divergieren. Die Auffassung von C.Troll (1926, S.177-178, 180), die Altstadtterrasse sei mit der Ickinger Moräne zu verknüpfen, also sogar hochglazialen Alters, wurde in Kapitel 2.3.3 bereits widerlegt. O.Feichtmaier u.a. (1921, S.10-11) stuft die Altstadtterrasse als eiszeitlich ein, J.Knauer (1931, S.35) bezeichnet sie zunächst als eiszeitlichen Rückzugsschotter und ordnet sie C.Trolls Ammerseestadium zu. Einige Jahre später stellt er sie ins Holozän (J.Knauer 1938, S.15-16). Auch F.Münichsdorfer (1922, S.130) und W.Koehne (mdl. Mitt. an F.Münichsdorfer) erkennen in der Altstadtterrasse eine holozäne Bildung. In der Karte von H.Tillmann (1953) ist für den Bereich der Altstadtterrasse "Kies der Späteiszeit und des Altalluviums" verzeichnet. Als Argumente für ein holozänes Alter der Altstadtterrasse nennen F.Münichsdorfer (1922, S.130) und J.Knauer (1938, S.15-16)

1. den bedeutenden Terrassensprung zu den als würmeiszeitlich anerkannten höheren Terrassen;
2. das wesentlich flachere Gefälle der Altstadtterrasse, das dem der Hirschauer Terrasse gleicht;
3. die unmittelbare Auflagerung des südlichen Teiles der Altstadtterrasse auf dem Flinz, während die höheren Terrassen pleistozäner Nagelfluh auflagern;
4. den Mangel einer unmittelbaren Verknüpfung mit einer Moräne;
5. das Auftreten einer Konchylienfauna, die Ähnlichkeit mit der heutigen hat (R.Schröder 1915 nach F.Münichsdorfer 1922, S. 130 und J.Knauer 1938, S.15). Der Fundort wird bei Freimann "am Rande der Stufe gegen das Jungalluvium" angegeben.

Zu Punkt 4 muß bemerkt werden, daß auch die Grünwald/Schwanecker- und die Giesing-Ludwigshöher Terrasse nicht unmittelbar mit einer Moräne verknüpft werden können (siehe Kapitel 2.3.6) und dennoch

eindeutig eiszeitlichen Alters sind. Zu Punkt 5 ist zu sagen, daß nach F.Münchschorfer (1922, S.130) auch ältere Formen, besonders von *Succinea oblonga elongata* A.Braun in der Fauna auftraten, die er jedoch auf die Beteiligung von umgelagertem Hochterrassenschotter zurückführt und nicht als Beweis für ein eiszeitliches Alter der Altstadtstufe wertet. Nach K.Brunnacker (1959a, S.16-17) wiederum liegen die von R.Schröder untersuchten Fossilien nicht mehr in der Altstadtstufe, sondern in jüngeren Ablagerungen.

Die Untersuchungen von K.Brunnacker im Bereich der Kartenblätter 1 : 25 000 Nr. 7736 Ismaning (1964, S.67) und Nr. 7636 Freising Süd (1959a, S.17; siehe auch 1959b, S.82) stellen die Altstadtstufe in die Würmeiszeit. K.Brunnacker (1959a, S.17) zitiert die Arbeit von C.Rathjens (1952), in der auf der Gautinger Terrasse an der Würm Schwemmkegel beschrieben werden, die aus asymmetrischen Nebentälchen geschüttet wurden. C.Rathjens (1952, S.147-149) schreibt diese auf Periglazialklima zurückgehende Talasymmetrie dem Kälterückfall der Jüngeren Tundrenzeit zu. Daraus folgt, daß die unter diesen Schwemmkegeln liegende Gautinger Terrasse eindeutig im Spätglazial, genauer gesagt, sogar vor der Jüngeren Tundrenzeit entstanden sein muß. K.Brunnacker (1959a, S.17) setzt die Altstadtstufe mit der Gautinger Stufe gleich und betrachtet sie damit als spätglazial. Allerdings liefert er für diese Gleichsetzung keine Rechtfertigung außer die Gleichheit der Bodenverhältnisse (K.Brunnacker 1957, S.61).

An anderer Stelle (1959b, S.82) berichtet K.Brunnacker über pollenanalytische Untersuchungen in Mooren, die im Bereich des Kartenblattes Freising Süd die Altstadtterrasse teilweise überdecken. Nach diesen Untersuchungen setzte die Bildung dieser Moore mindestens im Präboreal ein. Demnach muß die Terrasse darunter älter sein. Da die Flußlehme und Schotter unter dem Moor verwittert sind, muß eine Verwitterung im Alleröd vorangegangen sein. Dies wiederum bedeutet nach K.Brunnacker, daß die Altstadtterrasse älter als allerödzeitlich sein muß. Da ihre Gesteine sowohl mit als auch ohne Moorbedeckung deutlich weniger verwittert sind als die der älteren Schotterflächen, ordnet K.Brunnacker (1959b, S.82) die Altstadtstufe dem Ammerseestadium zu. Auch die von ihm aufgefundenen Kryoturba-tionserscheinungen nahe der Fischerhäuser bei Ismaning (K.Brunnacker 1964, S.68) belegen ihr spätglaziales Alter.

Der Beginn des Alleröds markiert damit das Mindestalter der Altstadtterrasse. Es gilt nun ein Höchstalter zu ermitteln, um die Entstehung der Terrasse zeitlich einengen zu können. Die von K. Brunnacker vertretene Zuordnung der Terrasse zum Ammerseestadium - es liegt nach C.Troll (1925, S.291) noch vor dem Alpenrand, außerhalb der Stammbecken - erscheint mir nicht richtig zu sein. Die folgenden Überlegungen zeigen, daß das Eis bereits in die Alpentäler zurückgeschmolzen sein mußte, als die Altstadtterrasse angelegt wurde.

Die Altstadtterrasse entstand, als der Wasserspiegel des Wolfratshauser Sees auf weit unter 600 m NN abgesunken war (vgl. Kapitel 2.3.3). Die Absenkung fand nach A.Rothpletz (1917, S.248) und H.Jerz (1969, S.15-16, 68) statt, als die Isar vom Tölzer See in den Rottacher See und weiter in den Wolfratshauser See durchbrach (vgl. Kapitel 1.2.2). Es mußte also ein Tölzer See existieren, was wiederum voraussetzt, daß das Eis ins Isartal zurückgeschmolzen war. Die Altstadtterrasse entstand damit zu einer Zeit, als das Eis bereits aus dem Alpenvorland gewichen war.

Nach H.Jerz (1969, S.70) brachte die spätglaziale Loisach zusammen mit der Isar den Wolfratshauer See zum Auslaufen. Die Loisach brach vom Murnauer Becken zum ehemals größeren Kochelsee und weiter zum Wolfratshauser See durch. Die Existenz des Kochelsees setzt wiederum voraus, daß das Eis ins Gebirge hinter den Kesselberg zurückgeschmolzen war. A.Rothpletz (1917, S.248-249) vermutet, daß zur Zeit des Durchbruches bei Tölz der Tölzer Gletscher schon hinter der Mündung des Jachenautales ins Isartal lag, während der Walchenseegletscher hinter dem Herzogstand und dem Jochberg stand, und seine Schmelzwässer anstatt zum Kochelseebecken durch die Jachenau zum Tölzer See flossen. Diese zusätzlichen Schmelzwässer trugen zum Durchbruch des Tölzer Sees bei.

Die Entleerung des Tölzer-, des Rottacher- und des Wolfratshauser Sees muß im wesentlichen im Spätglazial stattgefunden haben, wie die Befunde von H.Jerz (1969, S.68-72) zeigen. Er beschreibt auf den Deltaschottern im Wolfratshauser See Frostbodenerscheinungen (Eiskeilfüllungen und Buckelwiesen), deren Entstehung er in die Jüngere Tundrenzeit datiert. Die Maximalform der Bodenbildung

auf diesen Deltaschottern ist Parabraunerde. Das Stadium der Parabraunerde war nach H.Jerz (1969, S.141-142) bereits erreicht, als der erneute Kälterückfall der Jüngerer Tundrenzeit einsetzte. Dies zeigen die "kryoturbat verzogenen Bodenhorizonte einer subfossilen Parabraunerde und die mit tonigem Bodenmaterial verfüllten Spalten und Zapfen ehemaliger Eiskeile in diesen Ablagerungen". Den Kryoturbationsvorgängen muß also eine intensive Bodenbildung im Alleröd vorausgegangen sein. Demnach wurden die Deltaschotter vor dem Alleröd geschüttet. Kurz nach oder noch während die Deltaschotter im Wolfratshauser See abgelagert wurden, schnitt sich der Seeabfluß (Isartal) tiefer ein und die Altstadtterrasse wurde gebildet. Damit fällt die Entstehung der Altstadtterrasse ebenfalls in die Zeit vor dem Alleröd. Dies stimmt mit den oben geschilderten Befunden K.Brunnackers (1959b, S.82) überein, nach denen die Altstadtterrasse älter als allerödzeitlich sein muß.

Aus den dargelegten Gedankengängen ergibt sich eine Datierung der Altstadtterrasse in die Zeit zwischen dem beginnenden Rückzug des Eises in die Alpentäler und dem Alleröd. Eine engere zeitliche Eingrenzung erscheint nicht möglich.

2.3.6 Überlegungen zur Entstehung des Grünwald/Schwanecker- und des Giesing-Ludwigshöher Niveaus

Wie bereits in Kapitel 2.3.2 ausgeführt wurde, ist die Hauptniederterrasse nicht nur mit der Hohenschäftlarn-, sondern auch mit der Ebenhausener Endmoräne zu verknüpfen. Die tieferliegenden Niveaus von Grünwald-Schwaneck und Giesing-Ludwigshöhe müssen demnach mit dem Zurückschmelzen des Eises hinter die Ebenhausener Endmoräne in Zusammenhang stehen.

Zur Lösung des Problems muß der Wolfratshauser See berücksichtigt werden, der bis zu den beiden äußeren Endmoränen reichte. Die Seetone bei Kloster Schäftlarn, die beim Bau der Münchener Wasserleitung angetroffen wurden (frdl. mdl. Mitt. von Dr.H.Jerz, Bayerisches Geologisches Landesamt), belegen diese Ausdehnung. Der Nordteil des Wolfratshauser Sees muß zur Zeit der Ickinger Eisrandlage bereits bestanden haben, da die Beckensohle unter den Seetonen nach Norden hin ansteigt (H.Jerz 1979, S.68).

Nach H.Jerz (1979, S.68 und Abb. 3, S.79) liegt die Untergrenze der würmeiszeitlichen Seetone bei 500 m NN, an der tiefsten Stelle bei Weidach sogar bei 450 m NN, während die Tertiärobergrenze bei Schäftlarn im Isarflußbett 550 m NN erreicht (H.Jerz 1979, S.67). Es liegt also eine durch glazialen Tiefenschurf entstandene Wanne vor, deren Boden nach Norden gegen Schäftlarn ansteigt. Beim Rückschmelzen des Eises von der Ebenhausen-Beigartener Endmoräne mußte sich zwangsläufig ein See vor der Eisstirn bilden. Verlängert man das Grünwald-Schwanecker Niveau nach Süden, so setzt diese Rekonstruktion in 630-635 m NN am nördlichen Beckenrand an. Die Ickinger Moräne erreicht eine Höhe von 645 m NN. Es liegt also nahe, einen Seespiegel in 630-635 m NN anzunehmen und über ihn das Grünwalder-Ludwigshöher Niveau mit der Icking-Dietramszeller Endmoräne zu verknüpfen. Wirklich stichhaltige Indizien für einen derartig hohen Seespiegel gibt es allerdings nicht. Abgesichert ist lediglich ein Seespiegel in ca. 600 m NN durch Seetone und Deltaschotter, die weiter im Süden des Gletscherbeckens liegen (vgl. Kapitel 1.2.2). Wahrscheinlich besaß der im nördlichen Teil des Beckens zwischen der Icking-Dietramszeller Eisrandlage und der damals noch wesentlich höheren Schwelle bei Schäftlarn gelegene Vorläufer des eigentlichen Wolfratshauser Sees einen Seespiegel in 630-635 m NN. Erst später, als das gesamte Becken eisfrei wurde und sich mit Wasser füllte, stellte sich ein Seespiegel in 600 m NN ein.

Für das Giesing-Ludwigshöher Niveau kommt eine Verknüpfung mit der nächsttinneren Eisrandlage bei Dorfen (siehe Tafel 3) in Frage. Die Verlängerung des Niveaus nach Süden setzt in 625-630 m NN am Rande des Seebeckens an. Demnach kann eine entsprechende Seespiegelhöhe angenommen werden. Einen Anhaltspunkt für einen Seespiegelstand in ca. 625 m NN bietet die zur Dorfener Endmoräne gehörige Schlederloher Umfließungsrinne (siehe Kapitel 3.1.6), deren ehemalige Mündung in das Becken in ca. 625 m NN gelegen haben muß, bevor jüngere Eintiefungsprozesse rückschreitend wirksam wurden.

Die von mir vertretene Ansicht, daß sich aus den Ansatzhöhen der Flußterrassen am Beckenrand verschiedene Seespiegelhöhen ergeben, mit deren Hilfe die Flußterrassen mit Moränen verknüpft werden können, läßt sich nicht sicher beweisen. Es sind keine Seeterrassen

und Seetonvorkommen in den entsprechenden Höhenlagen bekannt (vgl. Karte von H.Jerz, noch unveröffentlicht). Die Karte von H.Jerz verzeichnet nur oberhalb von Wolfratshausen Seetone, die von postglazialen Rinnen angeschnitten werden. Sie liegen bereits südlich der Ickinger und der Dorfener Eisrandlage und reichen sogar bis 640 m NN. Vermutlich wurden sie in einem Tümpel zwischen dem seitlichen Beckenrand und dem zurückweichenden Eis abgesetzt.

Die übrigen kleineren Terrassen, die sich keinem der großen Niveaus des Isartales eingliedern lassen, können nur als Flußterrassen gedeutet werden, die keine besondere Phase der Talentwicklung dokumentieren. Sie entstanden wahrscheinlich durch Verlagerungen des Stromstriches und stehen nicht in speziellem Zusammenhang mit Eisrandlagen und den dazugehörigen Seespiegelständen. Dazu zählen die tieferen Baierbrunner Terrassen, die höhere der beiden Buchenhainer Terrassen, das untere Teilniveau der Grünwalder Terrasse, die Perlacher-Geräuml-Terrasse, die Menter-schwaige-Terrasse und das untere Teilniveau der Schwanecker Terrasse (siehe Tafel 3). Auch die Terrassen von Mühlthal, die tiefer als 600 m NN am Beckenrand ansetzen und deshalb erst während der Entleerung des Wolfratshauser Sees entstehen konnten, fallen in diese Kategorie.

2.3.7 Die Frage der spätglazialen Schwemmkegel als Korrelate der Terrassen

C. Troll (1926, S.172-175, 180-182, 247) vertritt die Auffassung, daß sich an jede der spätglazialen Erosionsterrassen an der Isar ein flacher Schwemmkegel anschließt. Dabei reichen die jüngeren, tieferen Terrassen weiter flußabwärts als die älteren, höheren Terrassen. Infolgedessen kommen die jüngeren Aufschüttungskegel ebenfalls weiter flußabwärts zu liegen als die älteren. Durch das Abwärtsrücken der Zertalung und der Aufschüttung werden die älteren Aufschüttungen durch die jüngeren Terrassen wieder zerschnitten. Die Schwemmkegel überdecken sich gegenseitig und legen sich auf die Hauptniederterrasse.

Dieses Schema wird von I.Schaefer (1939, S.84-87) im Illergebiet nicht bestätigt. Er stellt fest, daß mitunter eine jüngere Terrasse weniger weit flußabwärts reicht als eine ältere und auf dieser

statt auf der Hauptniederterrasse ausläuft. Ebenso wenig erkennt er die korrelierten Schwemmkegel, wenngleich sie ihm theoretisch durchaus verständlich, ja sogar erforderlich erscheinen. Auch in seinem Aufsatz über die Münchener Ebene (I.Schaefer 1978, S.51) meint er, daß die jungen Schotterkegel auf der Hauptniederterrasse "mehr auf theoretischen Deduktionen beruhen". In der Natur seien sie nur in Andeutungen erkennbar oder fehlten überhaupt. Auch C.Troll (1926, S.174) gibt zu, daß diese Schwemmkegel topographisch außerordentlich wenig hervortreten.

Die Untersuchungen K.Brunnackers im Gebiet der Kartenblätter 1 : 25 000, 7735 Oberschleißheim, 7736 Ismaning und 7636 Freising Süd zeigen andererseits, daß im Norden der Münchener Ebene die Altstadtstufe die Hauptniederterrassen als Schwemmkegel überlagert (K.Brunnacker 1959 a, S.16, 1959 b, S.81, 1964 S.67). Das Schema C.Trolls wird damit gestützt. Zusätzlich kartiert K.Brunnacker eine Reihe von ineinandergeschachtelten, jüngeren Terrassen und als Gegenstück dazu weiter nördlich gelegene "schwemmkegelartige Akkumulationen" (K.Brunnacker 1964, S.70).

Die im Tallängsprofil (Tafel 3) sichtbare Überkreuzung der Giesinger Terrasse mit der Hauptniederterrasse könnte einen Hinweis dafür darstellen, daß die Giesinger Terrasse in ihrem unteren Abschnitt eine Aufschüttung im Sinne C.Trolls darstellt. Allerdings wird im Längsprofil die Hauptniederterrasse des westlichen Isarufers dargestellt, während die Giesinger Terrasse auf dem Ostufer liegt. Allein durch den weiten Horizontalabstand (ca. 2,5 km) der beiden Terrassenränder sind derartige Feinheiten nicht mehr sicher erfaßbar. Auch dort, wo der Rand der Grünwalder Terrasse ausklingt, ist eine Überdeckung der Hauptniederterrasse durch einen entsprechenden Schotterkegel denkbar. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden zu dem Problem der jungen Schotterkegel keine Untersuchungen durchgeführt, da deren Nachweisbarkeit für die Fragestellung der Arbeit keine Rolle spielt. In diesem Zusammenhang sei auf die von I.Schaefer (1978, S.50,65) in Aussicht gestellte Arbeit über die spätglaziale Erosion und auf die Untersuchung von M.Feulner (1956) hingewiesen.

2.4 Die Entwässerungsrinne des Gleißentales (Hachinger Tal)

2.4.1 Die Terrassen

Das Gleißental stellt die Abflußrinne des Egling-Deiniger Zweigungenbeckens dar (siehe Abb. 9 und Tafel 4). Nach dem Rückschmelzen des Eises von den beiden äußeren Endmoränen entwässerte es den Deiniger See, der das Zweigbecken ausfüllte. Aus diesem See wurde es von den Schmelzwässern des zurücktauenden Eises und vom peripheren Reichertshauser Tal (siehe Kapitel 3.2) gespeist. Das Gleißental wurde inaktiv, als das Eis in das Gebiet südlich von Egling zurückschmolz und der Reichertshauser Fluß einen zentripetalen Unterlauf ausbildete.

Bei der Terrassenkartierung am Gleißental wurden die Karten von O.Feichtmaier u.a. (1921), J.Knauer (1931), H.Tillmann (1953), I.Schaefer (1978), E.Buechler (noch unveröffentlicht), A.Petschel (noch unveröffentlicht) und das Tallängsprofil von M.Feulner (1956, Profil 4) sowie seine Beschreibung der Terrassen (S.59-62) herangezogen. Die Ergebnisse meiner Geländeuntersuchungen sind in Abb. 9 und Tafel 4 (Tallängsprofil) dargestellt.

Das Gleißental beginnt am Deininger Weiher und durchbricht zunächst die Beigartener und die Dinghartinger Endmoräne. In das an der Dinghartinger Moräne ansetzende Schotterfeld ist es 40 m eingetieft. Im weiteren Verlauf durchbricht es die Ablagerungen der Rißeiszeit. Würmschotter, z.B. die Hauptniederterrasse, sind in diesem engen Talabschnitt nicht durchlaufend anzutreffen. Erst nördlich von Ödenpullach treten die Ablagerungen der Rißeiszeit vom Tal zurück und geben der Hauptniederterrasse und den tieferliegenden Terrassen Raum zur Entfaltung. Der Talboden selbst weitet sich allerdings erst in Oberhaching, wo das Tal den Namen Hachinger Tal annimmt.

Die erste Terrasse befindet sich an der westlichen Talflanke, knapp nördlich des Deininger Weihers (ca. 646-640 m NN). Sie ist von Rinnen zerschnitten und besitzt eine unruhige Oberfläche. Die Straße von Großdingharting zum Deiniger Weiher führt auf sie hinab, läuft eben auf ihr dahin und senkt sich erst zuletzt steil zum Deininger Weiher hinunter. Weiter talabwärts, an der Rechtsbiegung des Gleißentales, befindet sich am Gleithang eine

deutliche Terrasse in ca. 632 m NN. Eine von M.Feulner (1956, S.60) beschriebene, vierteilige Terrassentreppe konnte ich nicht feststellen. Bei Jettenhausen tritt eine Terrasse in ca. 643 m NN auf, welche die Schotter der Dinghartinger Eisrandlage anschneidet. Hier mündet eine Schmelzwasserrinne ins Gleißental, die von dem Moränentor bei Ebertshausen ausgeht (vgl. Kapitel 2.1.2). Ihr unterster Abschnitt, der steil zum Gleißentalboden hinunterführt, geht auf eine jüngere Einschneidung zurück. Auf der linken Seite des Gleißentales liegt eine Terrasse (635-630 m NN), deren Entstehung auf die rechtsseitige Einmündung der Ebertshausen-Jettenhauser Rinne zurückgehen dürfte. Die rißeiszeitlichen Ablagerungen sind hier in einem nach Westen ausgebuchteten Prallhang zurückgeschnitten, so daß eine Abdrängung des Hauptflusses nach Westen durch den von Osten einmündenden Nebenfluß anzunehmen ist.

Die nächsten Terrassen sind erst nördlich von Kreuzpullach und Ödenpullach zu finden. Sie liegen über dem eigentlichen Taleinschnitt und treten horizontal weit auseinander. Folgt man auf der westlichen Talseite der Schneise der Hochspannungseleitung bei der Römerstraße, so quert man fünf verschiedene Terrassen, bevor man die eigentliche steile Talflanke erreicht. Die unterste Terrasse ist hier, ebenso wie die der Ostseite, in Rißschotter eingeschnitten (vgl. Karte von A.Petschel, noch unveröffentlicht). Die beiden Terrassen liegen jedoch verschieden hoch. An vielen Stellen der steilen Talflanken tritt der Deckenschotter zutage. Südlich von Deisenhofen befinden sich die berühmten geologischen Orgeln, die schon von A.Penck und E.Brückner (1909, S.67) beschrieben werden.

Im dicht bebauten Ortsgebiet von Deisenhofen ist es schwer, für die Westseite eine Terrassengliederung zu erstellen. Nur die Kante des eigentlichen Gleißentaleinschnittes ist noch deutlich ausgebildet. Auf der Ostseite ist die Terrassengliederung klarer zu erkennen. Die wichtigsten Terrassen liegen bei Oberhaching: Vom Talboden (569 m NN) gelangt man auf die Terrasse, auf der die Oberhachinger Kirche steht (574 m NN), von dieser auf die Terrasse, die die Volksschule trägt (578 m NN). Darüber erhebt sich mit deutlicher Stufe die Hauptniederterrasse (586 m NN). Der Terrasse mit der Oberhachinger Kirche entspricht auf der anderen

Talseite eine Terrasse, deren Kante zum Talboden westlich von Furth liegt. Sie zieht weiter nach Pötting, nähert sich beim Bahnhof Taufkirchen der Stufe zur Hauptniederterrasse, entfernt sich wieder und klingt schließlich beim Freibad von Unterhaching aus.

Der Abfall der Hauptniederterrasse, der bei Oberhaching noch 14 m hoch ist, zieht parallel zur Bahnlinie nach Unterhaching. Er wird nach Norden zu immer niedriger und verschwindet nördlich von Unterhaching. Sein Gegenstück auf der Ostseite zieht über Potzham nach Winning und endet dort.

Das Gleißental (Hachinger Tal) erstreckt sich über eine Länge von 12 km, wobei sich sein Talboden um 60 m von Süden nach Norden senkt. Das durchschnittliche Längsgefälle beträgt demnach 0,5 %. Der oberste Abschnitt des Gleißentales wird vom Gleißentalbach durchflossen, der 1 km nördlich des Deininger Weihers versickert. In Oberhaching kommt er als Hachinger Bach wieder zum Vorschein und verschwindet erneut in Berg am Laim im Untergrund (vgl. O.Feichtmaier u.a. 1921, S.28-29; C.Troll 1926, S.169; J.Knauer 1938, S.21-22; M.Feulner 1956, S.59,61; I.Schaefer 1978, S.54-55). Trotz dieser teilweisen Wasserführung, die freilich nur sehr schwach ist, stellt das Gleißen- bzw. Hachinger Tal ein fossiles Tal dar, dessen Entstehung voll und ganz in die ausgehende Eiszeit fällt.

2.4.2 Die Verknüpfung der Terrassen mit den Endmoränen

Ebenso wie am Isartal läßt sich am Gleißental die Hauptniederterrasse durch die rißeiszeitlichen Ablagerungen hindurch mit leichter, parabelartiger Versteilung nach Süden verlängern und mit den an der äußeren Endmoräne, der Dinghartinger Moräne, ansetzenden Schottern verknüpfen (siehe Tafel 4). Schwieriger als am Isartal ist es jedoch, die Schotter der zweiten, d.h. der Beigartener-Eisrandlage mit Terrassen zu verknüpfen. Dies liegt daran, daß im Gegensatz zum Isartal, hier die peripheren Rinnen zwischen den beiden Endmoränen mit ihrem Gefälle nicht auf die zentrifugale Abflußrinne ausgerichtet sind. Die Umfließungsrinne westlich des Gleißentales strebt der Isar zu. Am oberen Ende der Rinne verschmilzt die Dinghartinger- mit der Beigartener Endmoräne nahezu vollständig (siehe Abb. 9). Die Schotter der

Beigartener Eisrandlage treten damit überhaupt nicht unmittelbar an die westliche Flanke des Gleißentales heran. Die Umfließungsrinne östlich des Gleißentales mündet kurz vor Erreichen des Gleißentales in die zentrifugale Abflußrinne bei Ebertshausen (siehe Abb. 9, vgl. Kapitel 2.1.2 und 2.4.1). Diese mündet bei Jettenhausen ins Gleißental. Die Schotter der Beigartener Eisrandlage können folglich nur über diese Rinne mit dem Gleißental und seinen Terrassen in Zusammenhang gebracht werden. Die Terrasse, die in 635-630 m NN der Einmündung der Rinne gegenüberliegt (vgl. Kapitel 2.4.1), kann damit mit einiger Wahrscheinlichkeit mit den Schottern der Beigartener Eisrandlage verknüpft werden. Eine sichere Verknüpfung dieser Terrasse mit weiter talabwärts liegenden Terrassen ist jedoch leider nicht möglich, da zu viele Terrassen mit nur geringen Sprunghöhen zueinander zur Auswahl stehen.

Am Gleißental lassen sich die auftretenden Terrassen nicht zu durchlaufenden ehemaligen Talbodenniveaus verbinden. Deshalb kann in Abb. 9 keine Zusammenfassung von Terrassen durch Flächen-signaturen durchgeführt werden. Es ist somit nicht möglich, die Terrassen des Gleißentales einzelnen Etappen des Rückschmelzprozesses zuzuordnen. Die Eintiefung des Gleißentales bis zu seinem heutigen Talboden ist im Zusammenhang mit dem ehemaligen Deininger See zu sehen, der sich bildete, als der Gletscher die Beigartener Eisrandlage verließ.

2.4.3 Der ehemalige Deininger See

Das Becken von Deining ist heute von einem tiefgründigen Moor erfüllt. Nur im nördlichen Teil, am Eingang ins Gleißental, blieb der kleine Deininger Weiher als letzter Rest des verlandeten Deininger Sees erhalten. Durch Bohrungen konnte ich Seetone unter dem Moor nachweisen, deren Obergrenze bei 620-621 m NN liegt. Seitlich an den Beckenrändern waren keine Seetone in höherer Lage zu finden. Eventuell vorhandene Vorkommen sind unter den zahlreichen jungen Schwemmkegeln und dem Hangschutt begraben.

Ein möglicher Hinweis auf einen höheren Seespiegelstand in ca. 640 m NN findet sich an der Mündung eines Trockentales in das Deininger Becken. Es stellt des ältesten Zweig des peripheren Reichertshauser

Trockentales dar und ist ein Teil der Aufhofener Stufe (siehe Kapitel 3.2.2 und Abb. 21). Es zieht durch das Frauenholz und fällt an seiner Mündung steil zur Beckensohle ab. Dort breitet sich ein Schwemmkegel aus. Der unterste steile Abschnitt und der Schwemmkegel ist jünger als das eigentliche Tal. Die ehemalige Mündung hat in größerer Höhe gelegen. Rechts vom steil abfallenden heutigen Talboden ist so etwas wie ein alter Schwemmkegel zu erkennen, der auf ein höheres Niveau (ca. 640 m NN) ausgerichtet ist und nachträglich durch den jüngeren Talboden zerschnitten wurde. Eine sichere Ansprache der Form ist nicht möglich, da kein Aufschluß vorhanden ist. Jedenfalls deutet der flachere obere Abschnitt des Trockentalbodens auf einen Seespiegel in ca. 640 m NN hin. (Es ist jedoch auch möglich, daß das Tal auf Toteis ausmündete, das im Deininger Becken lag und dessen Oberfläche sich in 640 mm NN befand.) Als die Dettenhauser Stufe des Reichertshauser Tales gebildet wurde (siehe Kapitel 3.2.4 und Abb. 21) kann, wie die Höhenlage der Stufe zeigt, der Spiegel des Deininger Sees nur mehr in ca. 625 m NN gelegen haben.

Eine Verknüpfung der Gleißentalterrassen mit den Stufen des Reichertshauser Tales über verschieden hohe Seespiegelstände ist aus mehreren Gründen nicht überzeugend durchführbar. Einmal lassen sich die Terrassen des Gleißentales nicht zu durchlaufenden Talböden verbinden (vgl. Kapitel 2.4.2), zum anderen setzen die konstruierten Verlängerungen der Terrassen nach Süden in den meisten Fällen in zu großer Höhe an (über 650 m NN, vgl. Tafel 4). Die tieferen Terrassen liegen hingegen in sehr großer Entfernung vom Beckenrand. Man könnte mit einiger Kühnheit die auf der Westseite gelegene Terrasse zwischen Oberhaching und Unterhaching sowie ihr kürzeres Gegenstück auf der Ostseite nach Süden bis zum Deininger Becken verlängern. Dort würde sie in 625 m NN (vielleicht auch etwas höher) ansetzen. Über einen Seespiegel von 625 m NN wäre dann eine Verknüpfung mit der Dettenhauser Stufe des Reichertshauser Tales möglich.

Eher gelingt es, den Talboden des Gleißentales mit dem Reichertshauser Tal und den Phasen des Eisrückzuges in Beziehung zu setzen. Als das Eis in den Bereich südlich von Egling, gegen Ascholding, zurückschmolz, bog der Reichertshauser Fluß in zentripetale Richtung um (siehe Kapitel 3.2.4 und Abb. 21). Damit wurde

der Deininger See nicht mehr mit Schmelzwasser beliefert, und die Eintiefung des Gleißentales ging zu Ende.

Das Eglinger Becken war nach seiner Freigabe durch das Eis von einem Arm des Wolfratshauser Sees erfüllt, der bis Egling reichte (vgl. Karte von A.Rothpletz 1917). Sicherlich bestand keine Verbindung zum Deininger See, da dieser hierfür zu hoch lag. Die Seetone auf dem ehemaligen Seeboden in 620-621 m NN liegen nämlich über dem Spiegel des ehemaligen Wolfratshauser Sees in 600 m NN. Die beiden Becken sind durch die Eglinger Schwelle voneinander getrennt (siehe Kapitel 3.2.5). Als sich das Eglinger Becken mit Wasser füllte und zu einem Teil des Wolfratshauser Sees wurde, war der Deininger See sicher schon teilweise entleert, da er aus dem System des Schmelzwasserabflusses ausgeschieden war.

Aus diesem Grund muß der Boden des Gleißentales, der mit der Verlandung des Deininger Sees in Zusammenhang steht, älter sein als die Altstadtterrasse an der Isar, die erst bei der Entleerung des Wolfratshauser Sees entstanden sein kann (siehe Kapitel 2.3.3 und 2.3.5). Eine Altersgleichheit wie bei A.Kolb (1935, S.395) ist danach nicht möglich. Nach K.Brunnacker (1957, S.61) entspricht die Bodenbildung auf dem Talboden des Hachinger Tales (= unterer Abschnitt des Gleißentales) zwar der Bodenbildung auf der Altstadtterrasse, doch könne diese geringmächtige Bodenausbildung "die Folge eines in jüngerer Zeit noch verhältnismäßig hochstehenden Grundwasserstandes" sein. Auf einer Zwischenterrasse beschreibt er bereits wieder 30-45 cm mächtige Schotterlehme.

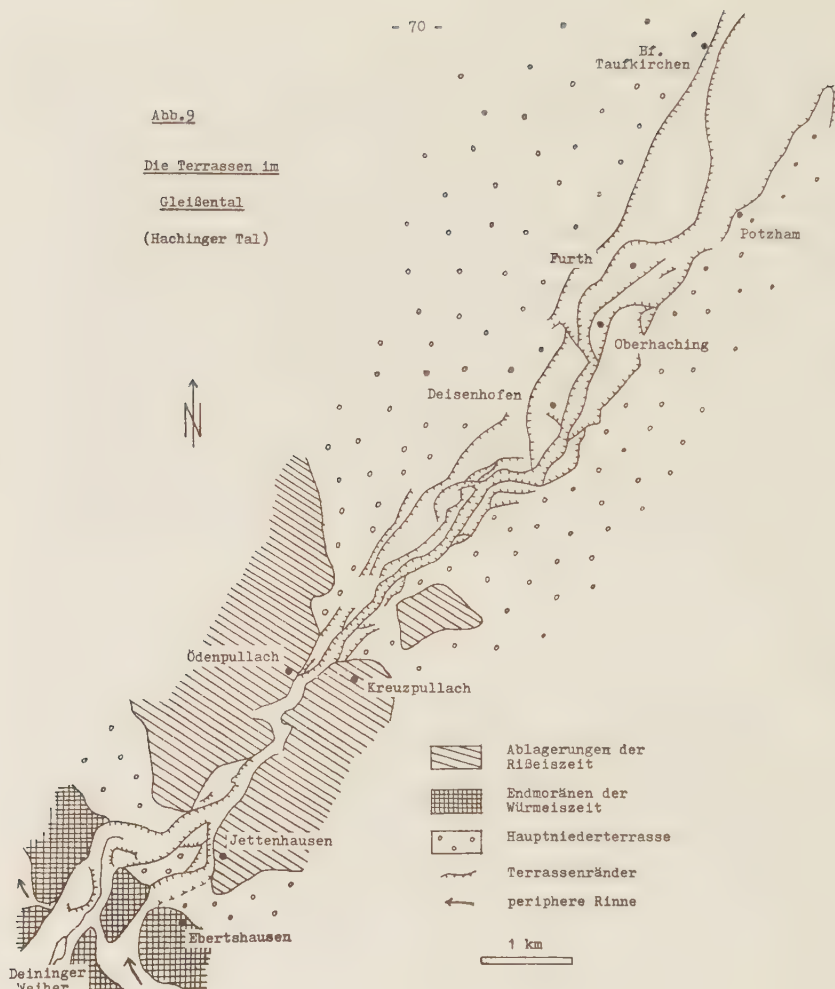
Der Deininger See wurde nicht nur von Osten durch die verschiedenen Stufen des Reichertshauser Tales und von Süden durch die abschmelzende Gletscherzunge, sondern auch von Westen aus dem Gebiet des Neufahrner Spornes (siehe Kapitel 3.3.3 und Abb.4 und Tafel 1) mit Wasser beliefert.

Abb. 2

Die Terrassen im

Gleißental

(Hachinger Tal)



2.5 Die Entwässerung an der Nahtstelle zwischen Wolfratshausen- und Tölzer Gletscher

2.5.1 Versuch einer Verknüpfung von Wolfratshausen- und Tölzer Gletscher mit Hilfe der Terrassen am Teufelsgraben

Östlich von Dietramszell, bei Reith, vereinigen sich die beiden äußeren Moränenwälle des Wolfratshausen Gletschers zu einem einzigen Wall, der im rechten Winkel auf den äußersten Endmoränenwall des Tölzer Gletschers trifft (vgl. Kapitel 1.2.2, Abb.10 und Tafel 5). Nur 1,5 km östlich von dieser Stelle durchbricht der Teufelsgraben als tief eingeschnittenes Tal die Endmoränenwälle des Tölzer Gletschers. Er stellt die Hauptentwässerungsrinne dieses Gletschers dar. Von der genannten Stelle bei Reith zieht eine terrassierte Schmelzwasserrinne des Wolfratshausen Gletschers zum Teufelsgraben, der seinerseits eine Vielzahl von Terrassen aufweist. Anhand dieser Terrassen soll eine Verknüpfung der beiden Gletscher versucht werden.

Zur Lösung des Problems wurden die Kartierungen von H.Kallenbach (1964), E.Buechler (noch unveröffentlicht) und J.Gareis (1978, Fig. 7) zusammen mit den Tallängsprofilen von H.Kallenbach (1964, Anlage 24) und M.Feulner (1956, Profil 5) herangezogen. Da jedoch starke Diskrepanzen zwischen den Arbeiten auftraten und viele Punkte unklar waren, wurde eine eigene Kartierung durchgeführt, die wesentlich detailliertere Ergebnisse erbrachte. Sie sind in einer Kartenskizze (Abb.10) und in einem Tallängsprofil (Tafel 5) dargestellt.

Das Längsprofil zeigt auch die Terrassen des unteren Abschnittes des Teufelsgrabens, die in Kapitel 2.5.2 behandelt werden. Die Höhenlage der Terrassen am Teufelsgraben wurde mit Hilfe der Höhenlinien der topographischen Karte und durch barometrische Messungen ermittelt. Da die höhergelegenen Terrassen im Oberlauf des Teufelsgrabens mehr gestreckt, die tieferen Terrassen (unterhalb von Niveau 5) hingegen leicht mäandrierend verlaufen, müssen bei der Darstellung beider Terrassengruppen in ein und demselben Längsprofil leichte Verzerrungen in Kauf genommen werden. Es wird dabei den höheren, gestreckt verlaufenden Terrassen der Vorzug gegeben, während die tieferen Terrassen und der Talboden etwas verkürzt und damit versteilt erscheinen. Die Bezugslinie

für die Terrasseneintragung ist die Tallänge, nicht die Lauflänge. Terrassen unterhalb von Niveau 5 und solche, die sich keiner Stufe zuordnen lassen, sind in Abb. 10 ohne Flächensignatur dargestellt. Kleinere Unebenheiten des Talbodens, die das gleichsinnige Gefälle stören und auf Rutschungen an den Talflanken und seitliche Einschwemmungen zurückgehen, sind im Tallängsprofil nicht wiedergegeben.

In einem Talbodenabschnitt nahe der Straße Dietramszell-Holzkirchen, der in leichte Mulden und Schwellen gegliedert ist, versickert der kleine Teufelsgrabenbach. Ähnlich wie die Bäche im Gleißental (siehe Kapitel 2.4.1) und im peripheren Reichertshauser Tal (siehe Kapitel 3.2.5) fließt er in einem für ihn viel zu großen Tal, das allein durch die Schmelzwässer der Eiszeit entstehen konnte. Der Teufelsgraben ist tief in älterpleistozäne Ablagerungen eingeschnitten. An vielen Stellen tritt der Deckenschotter zutage. Im folgenden sollen die Ergebnisse meiner Terrassenkartierung und die daraus abgeleiteten Schlüsse behandelt werden.

Zur Zeit des Maximalstandes des Wolfratshauser- und des Tölzer Gletschers wurde von den äußersten Endmoränen aus eine gemeinsame Schotterfläche (Niveau 1 in Abb. 10 und Tafel 5) geschüttet, die heute nur noch in Resten erhalten ist. Hierzu gehört das Schotterband am Sonnenberg bei Dietenhausen (730-725 m NN), der Rest eines Übergangskegels im Rieder Holz (730-720 m NN), die nach Nordosten durch die rißeiszeitlichen Ablagerungen führende Rinne bei Buch (720 m NN an ihrem Anfang) und das Kerntal (706 m NN an seinem Anfang), das die Ablagerungen der Rißeiszeit nach Norden durchbricht. Gleichzeitig mit dem Kerntal und der Rinne von Buch muß auch der Unterlauf des Teufelsgrabens in Betrieb gewesen sein, da sich der Hofoldingener Schwemmkegel (Niveau 1 in Abb. 11 und Tafel 5), der sich nach dem Durchbruch des Teufelsgrabens durch die Rißablagerungen ausbreitet, mit den oben genannten Schottervorkommen verknüpfen läßt.

Dieses Niveau 1 wurde nun im Laufe des Eisrückzuges durch die Schmelzwässer der beiden Gletscher zerschnitten. Die des Tölzer Gletschers schufen den Teufelsgraben, die des Wolfratshauser Gletschers ein von mir als *Rinne von Reith* bezeichnetes Seitental des Teufelsgrabens. Die Rinne von Reith

setzt an einer Stelle an, wo sich der Dinghartinger- mit dem Beigartener Endmoränenwall vereint. Somit war die Rinne auch noch zur Zeit der Beigartener Eisrandlage aktiv. Sie wurde aus zwei Gletschertoren gespeist, wie aus den beiden Einsattelungen der Moräne ersichtlich ist. Die eine liegt nördlich von Reith in 720 m NN und wird heute von der Straße Dietramszell-Holzkirchen durchzogen. Die andere liegt südlich von Reith in 730 m NN. Am Terrassenbau der Rinne erkennt man, daß die Schmelzwasserschüttung aus dem südlichen, höhergelegenen Gletschertor eher versiegte als aus dem nördlichen: das tiefste Niveau der Rinne von Reith, der Talboden, hat nur an die nördliche, tiefergelegene Einsattelung Anschluß. Durch die Eintiefung der Schmelzwässer im Bereich der Rinne von Reith und des Teufelsgrabens fielen die hochgelegenen Schotterflächen am Sonnenberg und im Rieder Holz sowie die Rinne von Buch und das Kerntal trocken. Die Schmelzwässer flossen von nun ab nur noch durch den Teufelsgraben nach Nordosten ab (vgl. M.Peulner 1956, S.66). Betrachtet man das Tallängsprofil (Tafel 5), so ergibt sich auch die Möglichkeit, die Übergangskegel bei Ried (745-735 m NN) und im Zeller Wald (755-735 m NN), die an der nächstinneren Moräne des Tölzer Gletschers wurzeln, mit dem Kerntal und der Rinne von Buch zu verknüpfen. Das Rückschmelzen des Tölzer Gletschers bewirkte also zunächst noch keine Tieferlegung des Abflußprofiles. Die gleiche Erscheinung, die dem von C.Troll (1926, S.180-182) postulierten Regelmechanismus widerspricht, wurde in Kapitel 2.1.2 bei der Behandlung kleinerer Schmelzwasserströme bereits geschildert. Die eigentliche Eintiefung des Teufelsgrabens erfolgte erst beim weiteren Rückschmelzen des Eises.

Der Talboden der Rinne von Reith endet in 695 m NN, ca. 20 m über dem Talboden des Teufelsgrabens. Nur ein enger, jüngerer Einschnitt reißt diese Stufenmündung an. Die Stufenmündung zeigt, daß der Teufelsgraben noch zu einer Zeit Wasser führte, als die Rinne von Reith längst trockengefallen war. Die längere Wasserführung des Teufelsgrabens ist leicht verständlich, da er weit ins Innere des Tölzer Lobus hineinreicht, während die Rinne von Reith am Außenrand des Wolfratshauser Lobus ansetzt und nur während der Dinghartinger- und der Beigartener Phase Schmelzwasser führte.

Der Talboden der Rinne von Reith mündet genau auf eine Terrasse im Niveau 3 des Teufelsgrabens. Verfolgt man Niveau 3 weiter talaufwärts, so läßt sich eine Verbindung zum Boden einer Umfließungsrinne herstellen, die seitlich in den Teufelsgraben einmündet (U1 in Abb. 10 und Tafel 5). Wenn man die jüngere Zerschneidung im untersten Abschnitt der Umfließungsrinne außer acht läßt, so endet ihr Boden in 720 m NN, ca. 30 m über der Sohle des Teufelsgrabens. Das nächsthöhere Niveau (2) läßt sich ebenfalls in die Umfließungsrinne hineinverfolgen, und zwar zu einer Terrasse U1' in 725 m NN. Die Rinne liegt südlich der Endmoräne von Leithen und stellt den nördlichen Arm der sich gabelnden Piesenkamer Umfließungsrinne dar (vgl. J.Gareis 1978, S.54 und Fig.7 sowie Karte von H.Kallenbach 1964). Diese periphere Rinne liegt relativ weit im Inneren des Tölzer Lobus. Es ist jedoch kaum feststellbar, der wievielten Eisrandlage sie zugehörig ist, da im Gebiet des Tölzer Gletschers eine überaus starke Auffächerung der Endmoränen in einzelne Wälle auftritt, deren Anzahl örtlich sehr verschieden ist.

Die Tatsache, daß das tiefste und damit jüngste Niveau der Rinne von Reith einerseits vom äußersten Rand des Wolfratshauser Gletschers aus gebildet wurde, andererseits aber auf ein Niveau des Teufelsgrabens mündet, das sich bis weit ins Innere des Tölzer Lobus, nämlich bis zur Piesenkamer Umfließungsrinne zurückverfolgen läßt, legt zunächst folgenden Schluß nahe: Als der Wolfratshauser Gletscher noch seine Maximalausdehnung bis Reith besaß, war der Tölzer Gletscher schon 2,5 km hinter seine äußerste Endmoräne zurückgeschmolzen. Dieser Schluß wird allerdings dadurch stark relativiert, daß die Rinne von Reith an einer Stelle wurzelt, wo die beiden äußeren Endmoränen des Wolfratshauser Gletschers miteinander verschmelzen, womit die zweite, d.h. die Beigartener Eisrandlage, dem Maximalstand entspricht. Im allgemeinen liegen der Dinghartinger- und der Beigartener Moränenwall ca. 1,5 km auseinander. So betrachtet ist die Rückzugsstrecke des Tölzer Gletschers nur noch geringfügig größer. Weiter östlich, entlang der Eisenbahnlinie von Holzkirchen nach Schaftlach, dürfte der Tölzer Gletscher jedoch um rund 5 km zurückgeschmolzen sein. Eine eindeutige Klärung dieser Frage ist wohl nicht möglich.

Grundsätzlich ist ein stärkeres Rückschmelzen des Tölzer Gletschers aufgrund seiner ungünstigeren geographischen Lage nicht unwahrscheinlich. Während der Wolfratshauser Gletscher in gerader Linie die Transfluenz des Seefelder Sattels hinter sich hatte, war der Tölzer Gletscher durch das Karwendelmassiv vom Innthal abgeriegelt. Für den Tölzer Gletscher wurde lediglich durch das obere Isartal und die Jachenau zentralalpines Eis von der Seefelder Transfluenz abgezweigt. Im Osten bestand eine Abzweigung von der Achenseetransfluenz. Die Anbindung des Tölzer Gletschers an das zentralalpine Eisstromnetz war damit wesentlich schlechter als die der anderen Teilgletscher des Isar-Loisach-Vorlandgletschers. Dies drückt sich auch im geringeren Kristallinanteil aus (vgl. Kapitel 1.3.3). Der eingeschränkte Zufluß von zentralalpinem Eis bewirkte sicher auch, daß sich der Tölzer Gletscher weniger weit nach Norden erstreckte und unter dem Druck des mächtigeren Wolfratshauser Gletschers nach Osten auswich (vgl. Kapitel 1.2.2).

Die Piesenkamer Umfließungsrinne besitzt noch einen 5 m tieferen, südlichen Arm (U2), der bei einem erneuten Rückzug des Eisrandes entstand. Dadurch fiel der nördliche Arm (U1) trocken. Das Niveau 4 des Teufelsgrabens läßt sich mit dem südlichen Arm der Piesenkamer Umfließungsrinne verknüpfen. Von ihm zweigt ein zentripetaler Einschnitt zum Kirchseebecken hin ab, der erst nach dem Abschmelzen des Beckeneises entstanden sein kann. Das Niveau 5 kann mit der nächsttinneren Umfließungsrinne (U3) des Tölzer Lobus verknüpft werden. Es handelt sich um die Rinne östlich der Sachsenkamer Endmoräne (vgl. Karte von H.Kallenbach 1964 und J.Gareis 1978, Fig. 1), die von J.Gareis (1978, S.55) als östliche Sachsenkamer Terrasse bezeichnet wird. Das Wasser, das aus dieser peripheren Rinne in den Teufelsgraben gelangte, floß vermutlich über Toteis im Kirchseebecken (vgl. J.Gareis 1978, S.55). Die unterhalb von Niveau 5 gelegenen Terrassen im Teufelsgraben wurden folglich vom Abfluß des Schmelzwassersees geschaffen, der im Kirchseebecken entstand, als das Toteis austaute. Der See wurde vom Tölzer Gletscher gespeist, der immer mehr nach Südwesten zurückschmolz. Nach C.Troll (1925, S.289) setzte die Belieferung des Teufelsgrabens mit Schmelzwasser aus, als das Ellbacher Zweigbecken südwestlich des Kirchseebeckens eisfrei wurde und damit die zentripetale Entwässerung nach Südwesten in Richtung Tölz einsetzte.

Die Terrassen im oberen Abschnitt
des Teufelsgrabens

Wolftrats=
hauser
Gletscher



Tölzer
Gletscher

Abb. 10

-  Ablagerungen der Rißzeit
-  Endmoränen der Würmeiszeit
-  Niveau 1 (Hauptniederterrasse)
-  Niveau 2
-  Niveau 3
-  Niveau 4
-  Niveau 5
- Terrassenkante.

U₁' = Terrasse im nördlichen Arm
der Piesenkamer Umfließungsrinne

U₁ = nördlicher Arm der Piesenkamer
Umfließungsrinne

U₂ = südlicher Arm der Piesenkamer
Umfließungsrinne

K = Kerntal

ohne Signatur: Talboden des Teufelsgrabens
nicht einzuordnende Terrassen
sonstige Flächen



Die von J.Gareis (1978, Fig. 7) vorgenommene Verknüpfung der Piesenkamer Umfließungsrinne mit den obersten Terrassen im Bereich der Rinne von Reith, der Rinne von Buch, dem Kerntal und sogar dem Schotterfeld bei Dietenhausen und Lochen, das an der Dinghartinger Endmoräne ansetzt, scheidet aufgrund der Höhenverhältnisse absolut aus (siehe Tafel 5). Wie bereits ausgeführt, sind diese hochgelegenen Schottervorkommen wesentlich älter.

Eine interessante Stelle, die vermuten läßt, daß vom Wolfratshauser Gletscher ein Schmelzwasserbach durch eisfrei gewordenes Gebiet des Tölzer Lobus floß, liegt 750 m südlich von Reith. Dort befindet sich eine in 730 m NN gelegene Einsattelung in der äußersten Endmoräne des Tölzer Gletschers, die gleichzeitig die Mittelmoräne zwischen ihm und dem Wolfratshauser Gletscher darstellt. An dieser Einsattelung, durch die übrigens der Weg von Dietramszell nach Pelletsmühl führt, beginnt im Bereich des Tölzer Gletschers eine Rinne, die in die Schotterflur des Zeller Waldes eingetieft ist und nördlich des Hackensees in den Teufelsgraben mündet. Der Boden der Rinne versteilt sich kurz vor der Mündung, was mit späterer rückschreitender Erosion erklärt werden kann. Wahrscheinlich mündete die Rinne zu der Zeit, als sie noch Schmelzwasser führte, auf das Niveau 2 im Teufelsgraben. Von diesem Niveau ist an der Mündung ein Rest erhalten. Die geschilderten Beobachtungen deuten darauf hin, daß der Tölzer Gletscher von seiner äußersten Endmoräne zurückgeschmolzen war, als der Wolfratshauser Gletscher noch bis Reith reichte. Sie stützen damit die Erkenntnisse, die mit Hilfe der Rinne von Reith und der Terrassen am Teufelsgraben gewonnen wurden.

2.5.2 Versuch einer Verknüpfung des Wolfratshauser- und des Tölzer Gletschers mit dem Innegletscher durch die Verfolgung der Teufelsgraben-Terrassen bis zum Mangfallknie

Die beabsichtigte Verknüpfung wird dadurch erschwert, daß entlang der engen Durchbruchstrecke des Teufelsgrabens durch die reißzeitlichen Ablagerungen und den unterlagernden Deckenschotter kaum Terrassen vorhanden sind. Die wenigen Vorkommen zwischen der Straße Dietramszell-Holzkirchen und der Ortschaft Palnkam sind meist nur als schmale Hangleisten ausgebildet oder überaus kurz. Zu den Terrassen im unteren Abschnitt des Teufelsgrabens

liegen Kartierungen von C.Troll (1924), C.Lebing (1959), I.Schaefer (1978) und W.Grottenthaler (zwei noch unveröffentlichte Karten) vor. Die beiden Karten von W.Grottenthaler sind am genauesten. Einige kleinere Terrassen kartierte ich zusätzlich. Die Höhenlage der Terrassen wurde mit Hilfe der Höhenlinien der topographischen Karte 1 : 25 000 und in Zweifelsfällen durch barometrische Messungen festgestellt. Die Terrassen sind in Abb.11 und in einem Tallängsprofil (Tafel 5) dargestellt. Talabwärts von Erlkam sind aus Gründen der Übersichtlichkeit nur die Terrassen der linken Talseite im Längsprofil eingetragen. Zwei Terrassen der rechten Seite sind nur deshalb dargestellt, weil sie auf der linken Seite keine Entsprechung haben.

Dem Tallängsprofil können folgende Ergebnisse entnommen werden: Die Hauptniederterrasse, der Hofoldingner Schotterkegel, läßt sich eindeutig mit den Schottern verknüpfen, die an der äußersten Endmoräne des Tölzer Gletschers ansetzen (Niveau 1). Zusätzlich ist eine Verknüpfung mit den Schottern möglich, die von den weiter innen liegenden Moränen bei Ried und im Zeller Wald ausgehen (vgl. Kapitel 2.5.1). Die Niveaus 2,3,4 und 5 im oberen Abschnitt des Teufelsgrabens finden im unteren Abschnitt eine Fortsetzung. Nur für die tiefsten Terrassen unterhalb von Niveau 5 besteht keine Fortsetzung. Das Niveau 2 des oberen Talabschnittes kann nicht mit völliger Sicherheit mit dem Niveau 2 des unteren Abschnittes verknüpft werden, da hierbei Gefällsunregelmäßigkeiten entstehen. Als wichtigste Erkenntnis kann aus dem Längsprofil abgelesen werden, daß das Niveau 5 mit dem Boden des Grub-Harthäuser Trockentales korrespondiert, welches vor der Umlenkung der Mangfall die vereinigten Schmelzwässer der Mangfall und des Teufelsgrabens nach Norden abführte (C.Troll 1924, S.44). Die Niveaus 1-5 wurden folglich alle vor der Umlenkung der Mangfall gebildet, als die Schmelzwässer in der Richtung des Grub-Harthäuser Tales an der äußersten Endmoräne des Innegletschers entlang abflossen. Die Stufe zwischen Niveau 1 und 2 schwenkt bereits sehr früh vom Teufelsgraben nach Norden in die Richtung des Grub-Harthäuser Tales ab (siehe Abb. 11).

In Kapitel 2.5.1 wurde festgestellt, daß die am Wolfratshauser Gletscher ansetzende Rinne von Reith mit ihrem Talboden auf das Niveau 3 des Teufelsgrabens mündet. Damit kann sie auf eine Zeit lange vor der Mangfallumlenkung fixiert werden, als das Grub-Harthäuser Tal noch in Betrieb war.

Nach C.Troll (1924, S.49) wurde die Umlenkung der Mangfall dadurch ausgelöst, daß der Inngletscher von der Ebersberger Eisrandlage zurückschmolz und die Ölkofener Eisrandlage einnahm. Dadurch wurde der periphere Leitzach-Gars-Talzug geöffnet, der die Schmelzwässer von Mangfall und Teufelsgraben abführte. Das Niveau 5 am Teufelsgraben ist also zeitlich noch der Ebersberger Eisrandlage, d.h. dem zweiten Stadium des Inngletschers zuzuordnen. Dem zweiten Stadium des Wolfratshauser Gletschers, der Beigartener Eisrandlage, kann dagegen nur mehr das höhergelegene Niveau 3 mit Hilfe der Rinne von Reith zugeordnet werden. Zur Zeit von Niveau 4 und 5 war der Wolfratshauser Gletscher schon von seiner zweiten Eisrandlage zurückgeschmolzen. Auch der Tölzer Gletscher war zur Zeit des Niveaus 5 schon weit zurückgewichen und lag hinter der Sachsenkammer Endmoräne (vgl. Kapitel 2.5.1). Daraus läßt sich folgern, daß der Inngletscher langsamer zurückschmolz als der Wolfratshauser- und der Tölzer Gletscher.

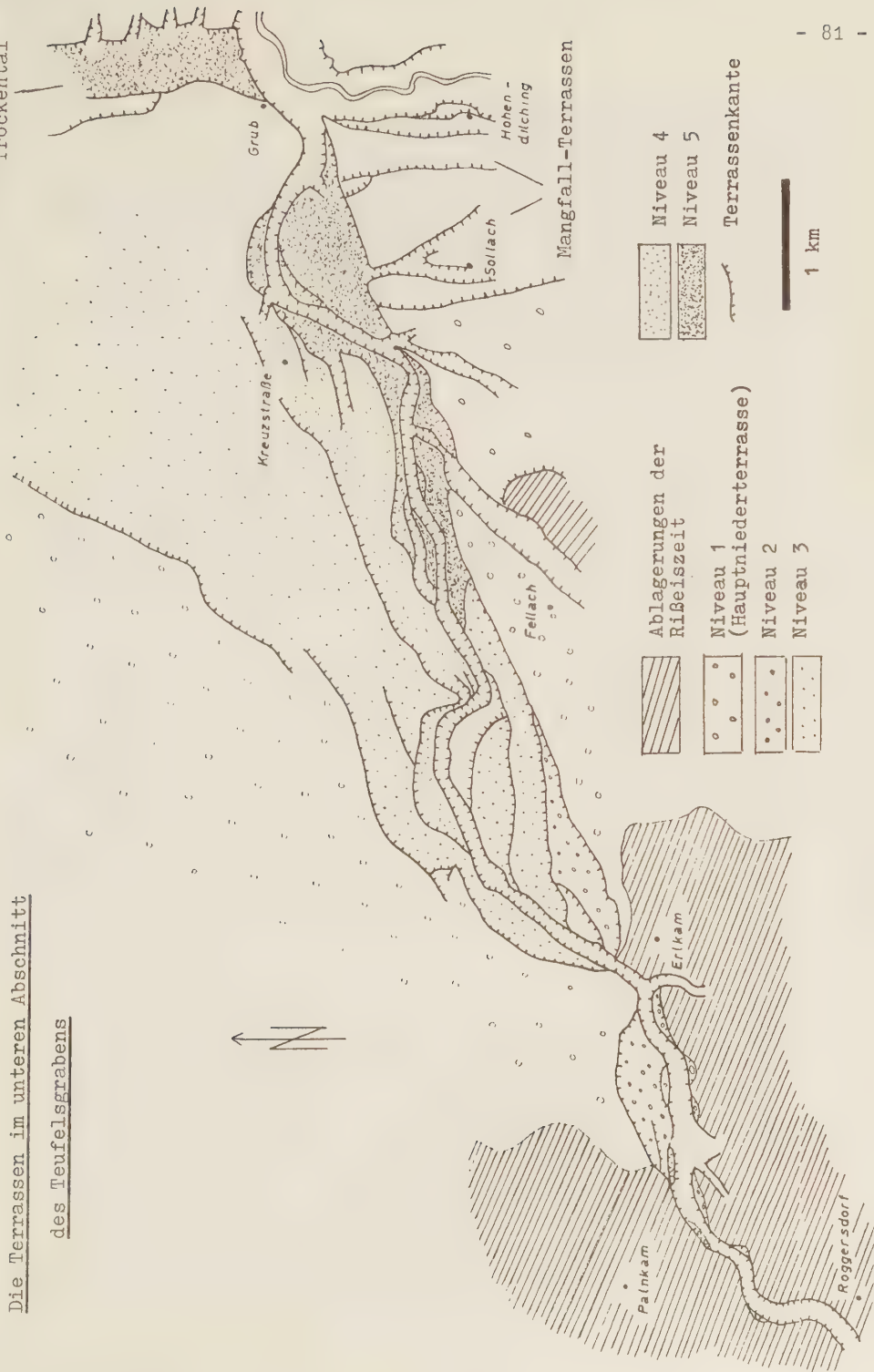
Ein langsames Rückschmelzen des Inngletscher ist aufgrund seiner direkten Anbindung an die zentralalpine Vergletscherung durchaus denkbar. Das zentralalpine Eis konnte durch das Inn-tal unmittelbar ins Alpenvorland strömen, während im Falle des Isar-Loisach-Vorlandgletschers Transfluenzpässe den Eisnachschub behinderten. Die Eisströme unterschieden sich also hinsichtlich ihrer Abflußquer- und Abflußlängsprofile. Ein leichtes Niedertauen der Eisoberfläche mußte sich im Bereich des Isar-Loisach-Vorlandgletschers stärker bemerkbar machen als in dem des Inn-Vorlandgletschers.

Nach frdl. mdl. Mitt. von Herrn Dr.W.Grottenthaler (Bayerisches Geologisches Landesamt) ist der Talboden des Teufelsgrabens oberhalb seiner Versteilung (vgl. Tafel 5) mit dem peripheren Leitzach-Gars-Talzug (Terrassen im Kupferbachtal) zu verknüpfen und damit zeitlich dem Ölkofener Stadium des Inngletschers zuzuordnen. Der versteilte unterste Abschnitt des Talbodens hingegen entstand beim Rückschmelzen des Inngletschers von der Ölkofener Moräne. Dadurch wurde der periphere Leitzach-Gars-Talzug aufgegeben, und die Mangfall wandte sich in zentripetaler Richtung zum Rosenheimer Becken. Im Bereich des Mangfallknies tiefte sie sich nun kräftig ein, wobei der unterste Abschnitt des Teufelsgrabens diese Eintiefung mitmachen mußte.

Das Tallängsprofil (Tafel 5) widerlegt eindeutig die Ansicht von J.Gareis (1978, S.55), das Kerntal sei trockengefallen, als sich infolge der Mangfallumlenkung der Teufelsgraben stark eintiefte. In Wirklichkeit fiel das Kerntal bereits bei der Eintiefung des Niveaus 2 trocken, während die Mangfallumlenkung erst nach der Bildung des Niveaus 5 eintrat.

Die Terrassen im unteren Abschnitt
des Teufelsgrabens

Grub-Harthäuser
Trockental



2.6 Zusammenfassung von Kapitel 2

Im Bereich der beiden äußeren Endmoränen wurde zentrifugal und peripher entwässert. Die Schmelzwässer durchbrachen die vorge-lagerten Sedimente der Rißeiszeit und schufen die Münchener Schotterebene. Bemerkenswert ist, daß die Schmelzwässer der zweiten Eisrandlage sich nicht in jedem Fall in die Schotter-flur der äußersten Eisrandlage einschnitten. Umgekehrt zer-schnitten die Schmelzwässer der äußersten Eisrandlage in einigen Fällen ihre eigenen Schotterfelder.

Im Gebiet westlich der Isar sind in die Schotterflur der äußer-sten Eisrandlage terrassierte Rinnen (Neufahrner-und Wangener Tal) eingetieft. Die verschiedenen Niveaus können teils mit der äußersten, teils mit der zweiten Eisrandlage verknüpft werden. Eine Vielzahl lokal unterschiedlicher Faktoren scheint über Zerschneidung und Terrassenbildung zu entscheiden.

Die Terrassen entlang der Hauptentwässerungsrinne der Isar können mit Endmoränen verknüpft werden. Dies ist in einigen Fällen jedoch nur über nicht abgesicherte, hohe Seespiegelstände des Wolfratshauser Sees möglich, der sich beim Rückschmelzen des Eises von der zweiten Endmoräne bildete. Die Hauptnieder-terrasse ist mit den beiden äußeren Endmoränen zu verknüpfen, wobei auf dem Westufer im eisrandnahen Bereich eine Aufspaltung in eine zur äußersten Endmoräne gehörige, höhere und eine zur zweiten Endmoräne gehörige, tiefere Terrasse auftritt. Die tieferen Niveaus (Grünwald/Schwanecker- u. Giesing-Ludwigshöher Niveau) werden über hohe Seespiegelstände mit weiter innen liegenden Endmoränen (Ickinger-und Dorfener Endmoräne) verknüpft. Die altersmäßig umstrittene Altstadtterrasse wird auf die Zeit festgelegt, als der Wolfratshauser See nahezu entleert war. Dies setzt ein Rückschmelzen des Eises bis in die Alpen-täler voraus. Andererseits wird gezeigt, daß die Altstadtterrasse noch vor dem Alleröd entstanden sein muß.

Am Gleißental ist keine klare Zusammenfassung der Terrassen zu Niveaus möglich. Aus diesem Grund können die Terrassen kaum mit Endmoränen und Seespiegelständen des Deininger Sees verknüpft werden, der sich beim Rückschmelzen bildete. Lediglich die Haupt-

niederterrasse läßt sich mit der äußeren Eisrandlage in Verbindung bringen. Durch eigene Bohrungen nachgewiesene Seetone belegen die ehemalige Existenz des Deininger Sees. Es gibt Anzeichen für einen zeitweise 20-25 m über den Seetonen liegenden Seespiegel. Der Deininger See wurde weitgehend entleert und verlandete, als der von Süden einmündende Reichertshauser Fluß einen zentripetalen Unterlauf zum Wolfratshauser See hin ausformte. Damit war die Eintiefung des Gleißentales abgeschlossen. Der Boden des Gleißentales muß deshalb jünger sein als die Altstadtterrasse an der Isar.

An der Nahtstelle zwischen Wolfratshauser-und Tölzer Gletscher besteht die Möglichkeit, die beiden Gletscher durch die Terrassen des Entwässerungssystems zu verknüpfen. Eine zentrifugale Abflußrinne des Wolfratshauser Gletschers, die Rinne von Reith, trifft auf die Hauptabflußrinne des Tölzer Gletschers, den Teufelsgraben, mit einer Stufenmündung. Die Ursache dieser Stufenmündung ist darin zu suchen, daß die Rinne von Reith beim Rückschmelzen des Wolfratshauser Gletschers von der zweiten Eisrandlage trockenfiel, während der Teufelsgraben bis weit ins Innere des Tölzer Lobus zurückreicht und damit wesentlich länger aktiv war. Mit Hilfe der Terrassen kann der Eisrand des Tölzer Gletschers für den Zeitpunkt lokalisiert werden, als die Rinne von Reith trockenfiel. Durch die Weiterverfolgung der Terrassen des Teufelsgrabens bis zum Mangfallknie und dem daran ansetzenden Grub-Harthauser Trockental wird deutlich, daß der Innegletscher seine zweite Eisrandlage später verließ als der Wolfratshauser-und der Tölzer Gletscher.

Die Hauptabflußrinne des Wolfratshauer Gletschers, das Isartal, wird heute noch von einem kräftigen Fluß durchzogen, das Gleißental und der Teufelsgraben jedoch nur von kümmerlichen Bächen, die im Untergrund verschwinden. Alle übrigen Schmelzwasserinnen liegen heute vollkommen trocken. Insgesamt besteht im Bereich der äußeren Endmoränen eine große Diskrepanz zwischen der eiszeitlichen und der heutigen Entwässerung.

3. SPUREN EINER EHEMALIGEN ENTWÄSSERUNG AM INNENSAUM DES ÄUSSEREN ENDMORÄNENGÜRTELS

3.1 Die Entwässerung an der Westflanke des Wolfratshauser Gletschers auf dem Münsinger Höhenrücken

3.1.1 Überblick

Das Gebiet des Münsinger Höhenrückens schließt sich südlich an den in Kapitel 2.2 behandelten Bereich der äußeren Endmoränen an. Es ist in den geologischen Karten von J.Knauer (1931) und H.Jerz (1969 und in einer noch unveröffentlichten Karte) dargestellt. Eine eigene Karte liegt in Abb. 12 vor.

Der Wolfratshauser- und der Starnberger Gletscher hingen zur Zeit des Maximalstandes und der ersten Rückzugsphase noch zusammen und bedeckten gemeinsam den Münsinger Höhenrücken und das südlich angrenzende Tischberggebiet. Doch die beiden äußeren Endmoränen zeigen bereits ein Einspringen nach Süden. Jeder der beiden Gletscher hatte also ein deutlich abgesetztes Zungenende mit einem Hauptgletschertor: der Starnberger Gletscher bei Leutstetten, der Wolfratshauser Gletscher bei Schäftlarn. Diese Bucht im Eisrand geht auf das hochaufragende präexistente Relief zwischen dem Becken des Starnberger Sees und dem Wolfratshauser Becken zurück (R.v.Klebelsberg 1913, S.51). Die Eigenständigkeit der beiden Gletscherzungen verstärkte sich während des Rückschmelzens in zunehmendem Maße. Das Eis schmolz dabei nicht nur nach Süden zurück, sondern auch seitlich in das jeweilige Zungenbecken und gab damit den Münsinger Höhenrücken schrittweise frei. Dabei kam es zur Abgliederung großer Toteiskomplexe, deren Um- und Überschotterung und zur Bildung von Seen.

Der Wolfratshauser Gletscher schmolz zunächst auf die mächtige Ickinger Moräne zurück, die zwischen Wadlhausen und Irschenhausen mit den beiden äußeren Endmoränen zusammenhängt (siehe Tafel 1). Die eigentliche Ickinger Endmoräne schwenkt bei Icking nach Nordosten ab und verläuft südlich von Schützenried und Holzen zum Isartal, wo das Hauptgletschertor während der Ickinger Phase lag. In die andere Richtung ist sie von Icking über Walchstadt nach Attenhausen zu verfolgen, dann westlich an Meilenberg

vorbei in das Gebiet zwischen der Autobahnanschlußstelle Wolf-
ratshausen und der Ortschaft Münsing. Hier trifft sie im spitzen
Winkel auf die entsprechende Endmoräne des Starnberger Gletschers,
die sog. Münsinger Moräne (A.Rothpletz 1917, S.185). Die Münsinger
Moräne im engeren Sinne gemäß A.Rothpletz zieht von Martinsholzen
über Farchach, Biberkor und Schwabbruck nach Münsing. Die Mün-
singer Moräne im weiteren Sinne gemäß H.Jerz (1969, S.46) schließt
die von A.Rothpletz ausgegliederte Münsinger, Aufkirchener,
Allmannshausener und Holzhauser Endmoräne als Staffeln ein.

Im folgenden soll die Situation zu der Zeit betrachtet werden,
als der Wolfratshauser Gletscher die Ickinger- und der Starn-
berger Gletscher die Münsinger Randlage im engeren Sinne einnahmen.
Damals war das ungefähr dreiecksförmige Gebiet zwischen Wadl-
hausen, Münsing und Martinsholzen eisfrei, genauer gesagt, frei
von bewegtem, lebendem Eis. In der Mitte des Gebietes liegt
der Bachhauser Filz.

3.1.2 Die Eiszerfallslandschaft am Bachhauser Filz

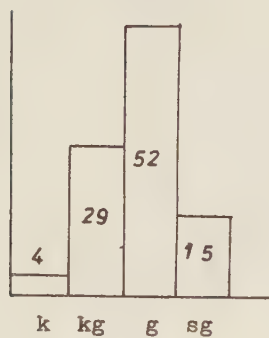
Die Ickinger Endmoräne weist eine Reihe von Einsattelungen auf,
die auf ehemalige Gletschertore zurückgehen dürften. Von den
Einsattelungen führen Rinnen in das Gebiet des Bachhauser Filzes
hinunter. Die nördlichste der Rinnen, bei Walchstadt, besitzt
ein Gefälle von 9 % (685-640 m NN, 500 m Länge). Die Rinne bei
Attenhausen (von der Autobahntrasse gequert) hat ein Längsgefälle
von 5,2 % (680-645 m NN, 650 m Länge). Die Rinne westlich von
Dorfen, der die Straße Dorfen-Höhenrain folgt, besitzt ein
flacheres Gefälle von 2,6 % (670-650 m NN, 750 m Länge), die
Rinne nördlich von Meilenberg hingegen ein Gefälle von 6,0 %
(690-660 m NN, 500 m Länge) und die beim Autobahnbau fast völlig
zugeschüttete Rinne westlich von Meilenberg ein Gefälle von
3,3 % (680-650 m NN, 900 m Länge). Die Gefällswerte sind für
Schmelzwasserrinnen erstaunlich hoch, doch die Tatsache, daß
jede der Rinnen in einer Einsattelung der Endmoräne wurzelt,
und der Wolfratshauser Gletscher von seiner Ickinger Eisrand-
lage zwangsläufig Schmelzwasser abgab, spricht dafür, daß hier
eiszeitliche Schmelzwasserrinnen und nicht etwa nachträglich
entstandene postglaziale Erosionsrinnen vorliegen. Im Falle der
Walchstädter Rinne hat die postglaziale Erosion lediglich eine

scharfe Kerbe in den unteren Abschnitt der eigentlichen Rinne eingetieft. Die Schmelzwässer, die in diesen Rinnen abfließen, trugen zur Schüttung der Schotterflächen am Rande des Bachhauser Filzes bei. Auch von der Münsinger Moräne des Starnberger Gletschers und ganz besonders von Süden, wo sich die Münsinger- und die Ickinger Moräne treffen, strömten schotterbeladene Schmelzwässer ab.

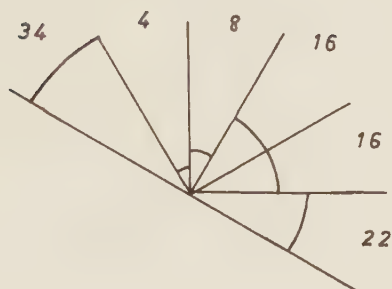
In den Zwickel zwischen der Münsinger- und der Ickinger Moräne wurde somit ein Schotterfeld geschüttet, dessen oberes Ende östlich von Münsing liegt und dessen unteres Ende im Norden an das Bachhauser Filz bei Höhenrain stößt. Die Oberfläche der Schotterflur, die überaus stark von Toteishohlformen gestört ist, dacht sich von 670 m NN im Süden auf 640 m NN im Norden ab. Das mittlere Gefälle beträgt 1,2 %. Die vorhandenen Aufschlüsse (Höhenrain, Abb. 12, Schwabbruck, Abb. 13 und Buchsee, Abb. 14) zeigen annähernd horizontal geschichtete Schotter, die zum überwiegenden Teil der Rundungsklasse "gerundet" angehören. Die Haupteinregelungsrichtung schwankt je nach Lage des Aufschlusses und deutet auf eine Schüttung aus südlicher bis westlicher Richtung hin.

Kernstück des Schotterfeldes ist der mittlere, am stärksten verkesselte Teil, in dem sich der Buchsee befindet. Beiderseits der Straße von Münsing nach Höhenrain liegen die Toteiskessel so dicht beieinander, daß sie mehr Fläche einnehmen als die dazwischenliegenden Vollformen. Östlich der Straße sind die Hohlformen nur noch durch schmale, steile Rücken voneinander getrennt, so daß man sich stark an das Gebiet der Osterseen erinnert fühlt. Das Gelände östlich des Buchsees stellt eine echte Kameslandschaft dar (vgl. J. Knauer 1931, S. 31). Es wurden nicht nur Zwischenräume im auseinanderberstenden Toteis zugefüllt, sondern auch Toteisklötze überschottert. Dies ist an den Rücken zu erkennen, die keine gleichbleibende Höhe aufweisen. Die auf- und absteigende Kammlinie deutet auf toteisbedingte Sackungen hin. Daß nicht nur Schotter, sondern auch moränenartiges Material abgelagert wurde, wird durch einen Aufschluß östlich der Straße von Münsing nach Höhenrain (800 m O des Buchsees) belegt: ungeschichteter, sandiger Kies mit überwiegend kantengerundeten Steinen. Nach Cl. Embleton und C. King (1968, S. 385) besitzen

Zurundung



Einregelung



Kristallinanteil

5%

Abb. 12 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Höhenrain (1km S Höhenrain)

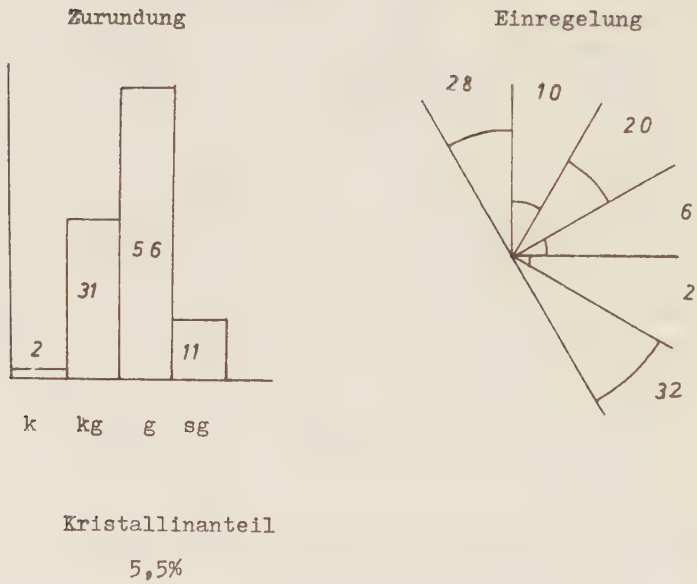


Abb. 13 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Schwabbruck (550m NO Schwabbruck)

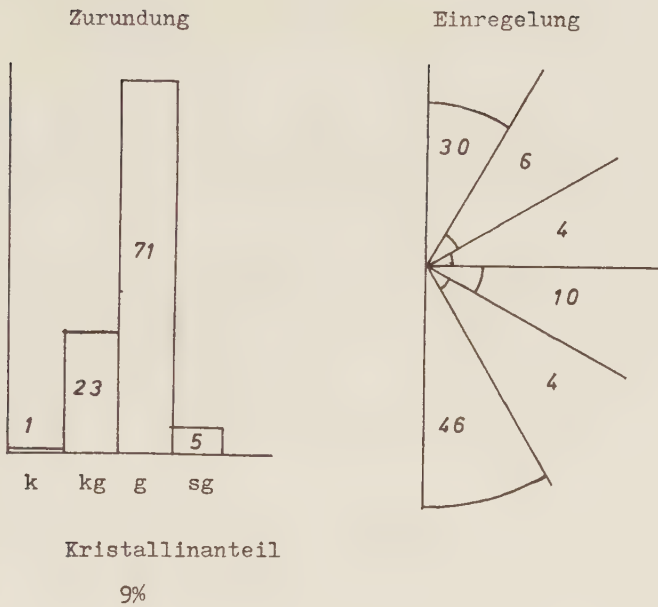


Abb. 14 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Buchsee (300 m SO des Buchsees)

Kamesformen, die als Spaltenfüllungen im Eis entstehen, relativ wenig innere Struktur. Die teilweise mehr als 10 m tiefen Tot-eishohlformen sind heute vermoort oder im Falle des Buchsees von Wasser erfüllt. Doch auch hier ist eine starke Verlandung zu beobachten. Im südlichen Teil der Schotterflur liegt eine große Toteiswanne, deren Westrand gestuft ist. Die Stufung entstand vermutlich durch ein phasenhaftes Niederschmelzen und seitliches Zurückschmelzen des Toteiskuchens vom Rand der Wanne.

Nördlich von Münsing setzt die Münsinger Moräne, die das Schotterfeld im Westen begrenzt, auf kurze Entfernung aus. Die Schotterflur fällt hier mit einem von Toteiskesseln übersäten Abhang nach Westen ab. Sicherlich bestand hier ein Gletschertor. Eine ganze Reihe von Gletschertoren läßt sich entlang der Straße von Münsing zur Autobahnanschlußstelle Wolfratshausen zwischen den dortigen Moränenhügeln lokalisieren.

Im Norden endet die Schotterfläche am Bachhauser Filz teilweise gleichsöhlig mit der Mooroberfläche, teilweise jedoch mit einer ca. 3 m hohen Stufe über dem Moor. Die Stufe tritt überall dort auf, wo das Moor in Buchten in die Schotterflur eingreift (NO von Schwabbruck, SW und S von Höhenrain und am Rothkreuzmoos). Die Bucht von Höhenrain über das Rothkreuzmoos zum Stickmoos geht sicherlich auf Toteis zurück, das den östlichsten Teil der Schotterflur von der Gesamtfläche abtrennte und heute als schmale Randterrasse entlang der Ickinger Moräne erscheinen läßt. Im Laufe der Untersuchungen stellte sich die Frage, ob während der Entstehung des Schotterfeldes im Bereich des Bachhauser Filzes ein See bestand, oder ob ein großer Toteiskuchen das Becken erfüllte und erst später einem See Platz machte.

3.1.3 Der ehemalige Bachhauser See

Die einstige Existenz des Sees wurde durch eigene Bohrungen im Bachhauser Filz nachgewiesen:

Bohrung 1 (300 m O Biberkor): Unter 3,5 m Torf grauer Seeton in 630,5 m NN.

Bohrung 2 (1100 m NO Schwabbruck): Unter 2 m Torf toniger Sand mit Grus in 639 m NN.

Bohrung 3 (300 m SW Höhenrain): Unter 4 m Torf Sand in 635 m NN.

Es zeigte sich, daß die Seesedimente mit zunehmender Transportentfernung von Süden nach Norden feiner werden. Ein weiteres Bohrergebnis wurde mir freundlicherweise von Herrn Dr.H.Jerz (Bayerisches Geologisches Landesamt) zur Verfügung gestellt. Die Bohrstelle liegt 400 m SSW von Bachhausen (Ortsmitte), etwas außerhalb des Moores in 635 m NN. Unter Kies und Sand wurden in 5,40 m Tiefe Seetone angetroffen (629,6 m NN), die bis in 15,20 m Tiefe reichen. Unterbrochen werden sie von einem 1,20 m mächtigen Moränenband in 7,30-8,50 m Tiefe. Unter den Seetonen liegt wieder Moräne, die von Nagelfluh unterlagert wird. Die Einschaltung von Moränenmaterial im Seeton deutet auf eine lokale Oszillation des Eisrandes hin, bei der das Eis in den See hinein vorstieß. Damit wird klar, daß bereits zur Zeit der Münsinger Eisrandlage ein See bestand.

Zwei benachbarte Aufschlüsse 1 km NNW von Farchach belegen auch nördlich des Bachhauser Filzes einen See, der mit dem Bachhauser See über das kurze Talstück zwischen Farchach und Bachhausen in Verbindung stand. In den beiden Gruben ist geschichtetes Material, teilweise mit kopfgroßen Blöcken durchsetzt, mit 15-20° Neigung nach SO (140°) einfallend aufgeschlossen (vgl. Bild 4). Die Haupteinregelungsrichtung der Steine ist parallel zur Fallrichtung der Schichten (vgl. Abb. 15). Die gerundeten Gerölle überwiegen etwas gegenüber den kantengerundeten. Vereinzelt finden sich gekritzte Steine. Neben Schichten aus gröberem Material treten Sandbänder und Lagen von sauber ausgewaschenem Feinkies auf (vgl. Bild 5). Allem Anschein nach handelt es sich um eine Deltaschüttung in einen See. Die Blöcke und die vereinzelter gekritzten Steine deuten auf eine eisrandnahe Schüttung hin. Die beiden Aufschlüsse liegen in einem Hügel, der sich in den Münsinger Moränenzug einfügt. In den Karten von J.Knauer (1931) und H.Jerz (noch unveröffentlicht) ist der Hügel als Endmoräne verzeichnet. Vermutlich wurde hier direkt vom Eisrand aus ein Delta in den See geschüttet. Der Hügel markiert zwar die Münsinger Eisrandlage, ist jedoch strenggenommen aufgrund der Materialzusammensetzung und inneren Struktur keine Moräne. In Abb. 16 ist der Hügel dennoch mit der Signatur für Endmoränen dargestellt, um den Zusammenhang der Münsinger Eisrandlage nicht zu zerreißen. Die beiden Aufschlüsse zeigen, daß auch in der Gegend von Farchach zur Zeit der Münsinger Eisrandlage ein See bestand. Die Oberkante der schrägen Deltaschichten liegt in 637-638 m NN.



Bild 4

Aufschluß Farchach (1 km NNW Farchach)

Eisrandnahe Deltaschüttung,

Einfallen der Schichten nach SO (140°)

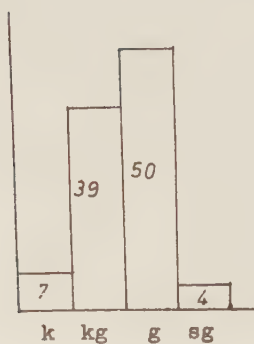


Bild 5

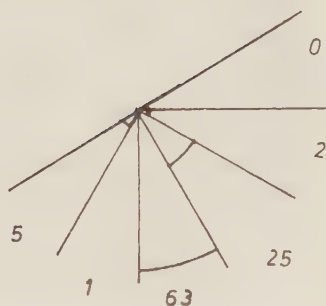
Aufschluß Farchach (1 km NNW Farchach)

Detail aus einer Deltaschüttung,
Sandschichten und ausgewaschene Feinkies=
lagen

Zurundung



Einregelung



Kristallinanteil

16 %

Schichtfallen

20° nach SO (140°)

Abb.15 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Farchach (1 km NNW der Kirche von Farchach)

Die Einregelungstendenz der Schotter parallel zur Richtung des Schichtfallens ist nach meinen Beobachtungen für Deltabildungen typisch (vgl. Kapitel 1.3.3). Horizontale Deckschichten mit fluviatil geprägter Einregelungstendenz quer zur Transportrichtung (vgl. Kapitel 3.4.5, Abb. 31) sind bei Farchach nicht mehr vorhanden.

Die Sandschichten und Lagen von ausgewaschenem Feinkies treten ebenso wie die geschilderte Einregelungsart in Deltas immer wieder auf (vgl. Kapitel 3.4, Abb. 28, 29, 30 und 34).

Ein Aufschluß an der Ostseite der Aufkirchener Endmoräne (110 m NNO Aufkirchen) zeigt ungeschichtetes Moränenmaterial in enger Verzahnung mit Deltaschichten aus Feinkies und Sand, die mit 20° Neigung nach Osten (80°) einfallen. Die Oberkante der schrägen Deltaschichten liegt bei 641 m NN. Zur Zeit der Aufkirchener Eisrandlage bestand also auch zwischen der Münsinger- und der Aufkirchener Moräne ein See, der mit dem Farchacher- und dem Bachhauser See verbunden war.

Auffällig ist die häufige Höhenlage von ca. 640 m NN. Die Oberkante der beiden Deltas liegt ungefähr in dieser Höhe, und die Schotterflur zwischen Münsing und Höhenrain endigt in 640 m NN am Bachhauser Filz (vgl. Kapitel 3.1.2). Am nördlichen Ortsrand von Aufkirchen fand ich am Abhang der Moräne eine schmale Terrasse, die ebenfalls in 640 m NN liegt. Die Terrasse ist zwar bebaut, aber offensichtlich natürlichen Ursprungs. Auch die nördliche Umrahmung des Bachhauser Filzes, die mit einer Kante zum Moor hin abbricht, liegt in ca. 640 m NN. Aus diesen Befunden kann auf einen Seespiegel in ca. 640 m NN geschlossen werden, nicht nur im Bereich des Bachhauser Filzes, sondern auch in der Gegend von Farchach und später im Gebiet zwischen der Münsinger- und der Aufkirchener Endmoräne.

Wahrscheinlich muß man sich den ehemaligen Bachhauser See als einen Schmelzwassersee vorstellen, in dem einzelne Toteisklötze lagen und Eisschollen trieben. In Kapitel 3.1.2 war davon die Rede, daß der Bachhauser Filz in einzelnen Buchten in das Schotterfeld südlich von Höhenrain eingreift und daß vor allem in diesen Buchten das Schotterfeld mit einer Kante zum Moor hin abfällt. Vermutlich wurden hier Schotter gegen ein Widerlager einzelner Toteisklötze geschüttet, die im Bachhauser See lagen.

Es ist also kein Nacheinander von Toteisverfüllung und Seestadium anzunehmen, sondern ein gleichzeitiges Nebeneinander beider Erscheinungen.

Das Wasser des Sees floß bei Martinsholzen durch eine periphere Rinne, die heute vom Biberkornbach (bzw. Kellerbach) benutzt wird, in den nördlichen Teil des Starnberger Zungenbeckens. Die Spitze der Starnberger Gletscherzunge muß ungefähr am heutigen Nordende des Starnberger Sees gelegen haben. Nicht nur während des Münsinger-, sondern auch während des Aufkirchener Stadiums, als sich das Seerealm nach Westen erweiterte, war diese periphere Rinne der Abfluß des Bachhauser Sees. Von Martinsholzen bis nach Percha am Starnberger See deckt sich die Münsinger- mit der Aufkirchener Eisrandlage. Als der Bachhauser See allmählich leer lief, wurde der Boden der peripheren Rinne tiefergelegt und das heutige Tal bei Martinsholzen eingeschnitten. Drei Terrassen an den Flanken des leicht gewundenen Tales bezeugen ehemals höherliegende Talbodenniveaus: 635 m NN an der rechten Talflanke, 625 und 615 m NN an der linken Flanke. Im weiteren Verlauf bis Percha treten keine Terrassen mehr auf. Bei Haarkirchen mündet die in Kapitel 2.2.4 behandelte, zentripetale Rinne, durch welche die Wangener Umfließungsrinne angezapft wird (siehe Tafel 1).

Die Entleerung des Bachhauser Sees vollzog sich möglicherweise in Etappen. Im Nordosten des Bachhauser Filzes liegt eine Schotterfläche, die sich von 638 auf 634 m NN zum Moor hin abdacht und gleichsohlig mit ihm endet. Sie paßt damit nicht in das Seespiegelniveau von rund 640 m NN, in das sich die anderen Geländeoberflächen und Deltaoberkanten einfügen. Die Schotterfläche steht mit der Walchstädter- und der Attenhauser Schmelzwasserrinne in Beziehung. Sie scheint auf ein tieferes Seespiegelniveau ausgerichtet zu sein, das sich einstellte, als sich der Abfluß des Sees bei Martinsholzen ein Stück weit eingetieft hatte. Daraus ergibt sich die Frage, warum nicht wenigstens in Resten ein zweites, höheres Schotterniveau in 640 m NN vorhanden ist. Daß zur Zeit des höchsten Seespiegels keine Schüttung aus den beiden Rinnen erfolgte, ist auszuschließen. Bei einer Spiegelhöhe von 640 m NN hätte eine Seebucht die Stelle der Schotterfläche eingenommen, und folglich müßte man Seetone im Liegenden der Schotter finden. Stattdessen werden sie in

8 m Tiefe von Moränenmaterial unterlagert, wie aus einer Bohrung hervorgeht (frdl. mdl. Mitt. von Herrn Dr.H.Jerz, Bayerisches Geologisches Landesamt). Es ist eher anzunehmen, daß ein Schotter-niveau in der Höhe des maximalen Seespiegels in 640 m NN geschüttet und nachfolgend beim Absinken des Seespiegels auf ca. 634 m NN vollständig erodiert wurde.

Auch die anderen Schmelzwasserrinnen weiter im Süden (siehe Kapitel 3.1.2) leiten auf ein tieferes Niveau hinunter. Sie zerschneiden die Randterrasse, die sich am Fuße der Ickinger Moräne entlangzieht und in die langgestreckte Toteishohlform des Rothkreuzmooses und des Stickmooses abfällt. Die in den Rinnen abfließenden Schmelzwässer schütteten zuerst mit ihrer Schotterfracht die Randterrasse auf. Vermutlich zerschnitten sie die Randterrasse zusammen mit dem Toteis, als der Spiegel des Bachhauser Sees abfiel. Damals dürfte das Rückschmelzen des Eises von der Ickinger Moräne angefangen haben. Dabei veränderte sich das Verhältnis von freigesetztem Schmelzwasser zur Schotterlast zugunsten des Schmelzwassers, was ebenso wie das Absinken des Seespiegels zur Zerschneidung führte. Die Rinne westlich von Dorfen führte am längsten Schmelzwasser, hat sie doch Anschluß zur nächstinneren Endmoräne, der Dorfener Moräne (vgl. Kapitel 2.3.6), die sich zwischen Dorfen und Meilenberg von der Ickinger Moräne abspaltet (siehe Abb. 16).

Eine Zerschneidung des Seeufers in 640 m NN erfolgte auch südlich von Bachhausen, wo zwei Rinnen zum Moor hinunterziehen. Die nördliche Rinne besitzt einen deutlich asymmetrischen Querschnitt: die nach Nordosten exponierte Flanke ist steiler als ihr Gegenüber. Die Rinne entstand folglich unter periglazialen Klimaverhältnissen. Beide Rinnen sind ohne Anschluß an eine Eisrandlage und können deshalb nicht auf Gletscherschmelzwässer zurückgehen.

Eine bisher noch nicht erwähnte Rinne führt nördlich von Höhenrain zum Bachhauser Filz. Sie dürfte als Schmelzwasserrinne zu deuten sein, da sie an einem kleinen Moränenwall am Fuß der Ickinger Moräne entlangführt. Am Ausgang der Rinne zum Bachhauser Filz und von ihr zerschnitten, befindet sich eine kleine Terrasse, die gleichfalls im Seespiegelniveau von 640 m NN liegt.

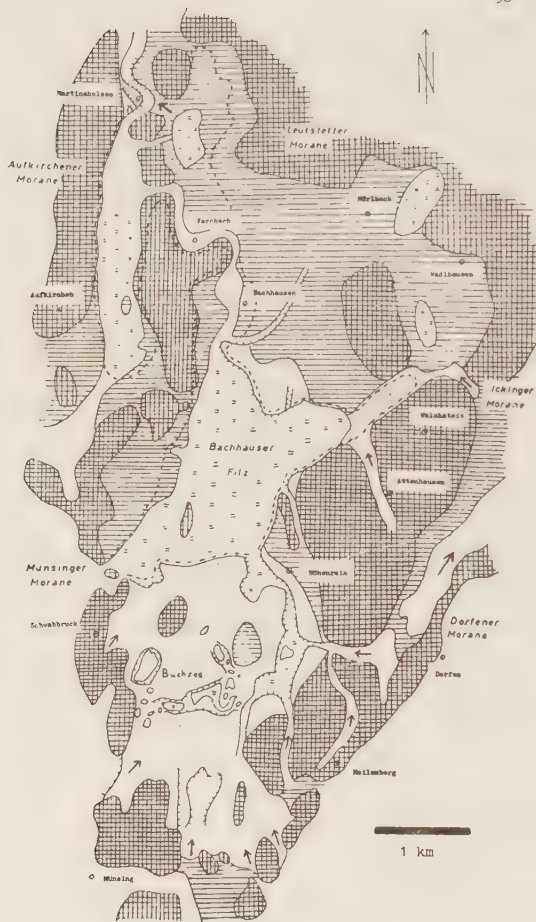


Abb. 16

Die Eiszerfallelandschaft
am Bachhauser Filz

-  Endmoräne der Würmeiszeit
-  Würmmoräne allgemein
-  oberes Schotterniveau
-  unteres Schotterniveau
-  Moor
-  Terrassenkante
-  Uferlinie des ehemaligen Bachhauser Sees
-  Schmelzwasserfließrichtungen

Zusammenfassend läßt sich über den Bachhauser See folgendes sagen: Aus vielen Einzelbeobachtungen ergibt sich ein maximaler Seespiegelstand von ca. 640 m NN. Als sich der Seeabfluß stärker eintiefte und der Wasserspiegel absank, wurden die Ufer des Sees zerschnitten.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß sich die Schmelzwässer des Wolfratshauser- mit denen des Starnberger Gletschers im Bachhauser See mischten und dann gemeinsam in den Nordteil des Starnberger Zungenbeckens abfließen. Von hier gelangten sie durch die zentrifugale Hauptabflußrinne des Starnberger Gletschers, das Würmtal, in das Gletschervorfeld. Die von der Westflanke des Wolfratshauser Gletschers abströmenden Schmelzwässer benutzten also Abflußwege des Starnberger Gletschers.

3.1.4 Die Münsing-Degerndorfer Abflußrinne

Beim weiteren Rückschmelzen des Eises vergrößerte sich das eisfreie Gebiet auf dem Münsinger Höhenrücken. Zwischen den Moränen des Wolfratshauser- und denen des Starnberger Gletschers entstand südlich von Münsing eine von Süden nach Norden führende Rinne. Sie beginnt in einem Moor östlich von Berg und zieht über Sonderham und Degerndorf nach Münsing. Der Sonderhamer Weiher, der Degerndorfer Weiher und der Münsinger Filz sind in die Rinne eingeschaltet. Auch an der Stelle der beiden Moore lagen einst Seen, wie durch limnische Ablagerungen belegt ist. Unter dem Münsinger Filz befinden sich nach H.Jerz (1969, S.100) Ablagerungen aus Seeton und Feinsand, die von 3 m mächtigen Seekreiden überlagert werden. Unter dem Moor östlich von Berg liegen tonige Seekreiden und darunter Ton (H.Jerz 1969, S.101). Der Sonderhamer Weiher stellt einen Rest des damit nachgewiesenen Sees dar. Die Schmelzwässer dürften demnach über eine Kette von kleinen Seen in Richtung Münsing abgefließen sein.

Der weitere Abfluß unterhalb von Münsing war in das Gebiet des Allmannshauser Filzes gerichtet, wo sich sicher ebenfalls ein See ausbreitete. Der Starnberger Gletscher hatte die Münsinger Eisrandlage zu dieser Zeit schon aufgegeben und lag an der nächstinneren Moräne, der Allmannshauser Endmoräne (A.Rothpletz 1917, S.185). Die Schmelzwässer verließen das Gebiet des Allmanns-

hauser Filzes nördlich von Schwabbruck durch eine Lücke in der Münsinger Endmoräne zum Bachhauser See, da ihnen ein zentripetaler Abfluß zum Starnberger See, wie er heute im Höll-Graben besteht, durch die Allmannshauser Eisrandlage verwehrt war. Der Abfluß des Bachhauser Sees über Martinsholzen nach Percha wurde in Kapitel 3.1.3 behandelt.

Zur Zeit der Münsing-Degerndorfer Abflußrinne und ihrer Fortsetzung nach Norden war die mit der Münsinger- und der Ickinger Moräne verknüpfte Schotterfläche zwischen Münsing und Höhenrain (vgl. Kapitel 3.1.2) schon weitgehend aus dem Abflußsystem ausgeschieden. Allenfalls vom Wolfratshauser Gletscher konnten noch Schmelzwässer das Schotterfeld erreichen.

Der geschilderte Abflußweg wird noch heute von einem durchgehenden, wenn auch kümmerlichen Wasserlauf benutzt. Von seinem Ursprung südöstlich von Berg bis zum Starnberger See bei Percha hat er auf einer Länge von 20 km ein Gefälle von 110 m (Rothpletz 1917, S.185-186). Er hat jedoch keinen einheitlichen Namen, sondern nur lokale Teilnamen, da er wegen der vielen dazwischenliegenden Moore nicht mehr als Einheit empfunden wird. Von Süden nach Norden heißt er nacheinander Haidach, Degern-dorfer Bach, Lüßbach (Moosgraben), Biberkorbach und Kellerbach.

3.1.5 Die Kamesrücken bei Degerndorf

Am Rande des Münsinger Filzes, nördlich von Degerndorf, liegen drei schmale Wälle von 200-500 m Länge, die parallel zueinander von Süden nach Norden verlaufen. Ihre teilweise sehr steilen Flanken sprechen für eine Schüttung gegen Eismassen. H.Jerz (1969, S.55) bezeichnet die Wälle als kamesartige Aufschüttungen und weist auf die typische Lage zwischen zwei zurückschmelzenden Gletschern hin. Der östliche Wall ragt ca. 12 m über die Mooroberfläche auf und ist damit am höchsten. Außerdem ist er der längste und breiteste der drei Wälle. Sein Kammlinie ist nicht gleichbleibend hoch. Im Norden besitzt er eine Verbreiterung, in der Toteiskessel liegen. Der westliche Wall, der die übersichtlichste und ausgeprägteste Form hat, fällt mit seiner Kammlinie nach Süden ab. Der mittlere Wall, der im Norden mit dem westlichen Wall verschmilzt, ist der kleinste und schmäteste.

Am südlichen Ende des östlichen Walles befindet sich ein Aufschluß, der allerdings in sehr schlechtem Zustand ist. Er zeigt glazifluviale Schotter mit sandigem Zwischenmaterial. Die gerundeten Schotter überwiegen gegenüber den kantengerundeten (siehe Abb. 17). Vereinzelt sind gekritzte Steine zu finden. Eine Schichtung ist entweder nicht vorhanden oder durch die schlechten Aufschlußverhältnisse nicht erkennbar. Die Schotter werden von horizontal geschichtetem Sand überlagert. Die Haupteinregelungsrichtung ist parallel zur Längsachse des Walles und damit auch zur Transportrichtung (siehe Abb. 17). Sie divergiert also von der normalen Einregelungstendenz quer zur Fließrichtung, wie sie in glazifluvialen Ablagerungen vorherrscht. Eine Einregelungstendenz in Längsrichtung des Walles wird in der Literatur über Osrücken beschrieben. Cl. Embleton und C. King (1968, S. 369) stellten sie an einem Oser ("esker") auf Baffin Island fest, H. Schneider (1938) (nach R. v. Klebelsberg 1948, S. 293) machte die gleiche Erfahrung am Münsterländischen Os. Bei den Degernsdorfer Wällen dürfte es sich jedoch um Kamesformen und nicht um subglazial entstandene Osrücken handeln. Eine Deckschicht aus Ablationsmoräne, wie sie für Oser kennzeichnend ist, ist nicht vorhanden. Kleine, selbstgegrabene Spatenaufschlüsse sowie ein Fuchsbau am Nordende des östlichen Walles zeigten sandigen Kies oder reinen Sand.

Die drei Kamesrücken springen von Süden in den Bereich des ehemaligen Münsinger Sees vor. Dies läßt darauf schließen, daß das Seebecken zumindest teilweise mit Toteis verfüllt war, oder daß sich der See erst nach dem Abschmelzen des Toteises entwickelte.

3.1.6 Die periphere Rinne von Schlederloh

Bei Meilenberg zweigt von der Ickinger Moräne die Dorfener Moräne ab und zieht in nordöstlicher Richtung über Dorfen nach Schlederloh, wo sie im spitzen Winkel auf den steilen Rand des Wolfratshausen-Schäftlarners Zungenbeckens trifft (siehe Abb. 16 und Tafel 1). Diese vierte Eisrandlage findet ihre Fortsetzung auf der anderen Seite des Zungenbeckens im Gebiet des Neufahrner Spornes (siehe Tafel 1 und Kapitel 3.3.3). Am Außenrand der Dorfener Endmoräne verläuft eine Umfließungsrinne, die als **S c h l e d e r l o h e r R i n n e** bezeichnet werden soll.

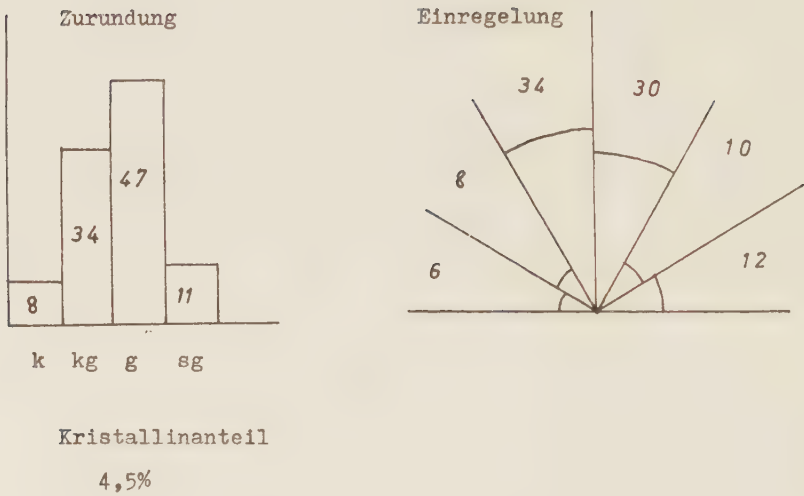


Abb.17 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Degerndorf (750 m N der Degerndorfer Kirche)

Sie führte zur Zeit der Dorfener Eisrandlage die Schmelzwässer peripher ab. Östlich der Wolfratshauser Straße nimmt ihr Längsgefälle abrupt zur Isar hin zu. Es handelt sich hier um einen jüngeren Eintiefungsvorgang, der nichts mehr mit dem Schmelzwasserabfluß zu tun hat. Verlängert man das Gefälle des oberen, flacheren Rinnenabschnittes über den Gefällsbruch hinaus, so läßt sich die Höhe der ehemaligen Mündung in das Zungenbecken rekonstruieren: ca. 625 m NN. So hoch dürfte zur Zeit der Dorfener Eisrandlage der Spiegel des Wolfratshauser Sees gelegen haben. Der See reichte in dieser Phase nur von Schäftlarn bis zur Dorfener Moräne. Auf einen Seespiegel in 625 m NN zur Zeit der Dorfener Eisrandlage wurde bereits in Kapitel 2.3.6 geschlossen; über ihn verknüpfte ich das Giesing-Ludwigshöher Niveau an der Isar mit der Dorfener Endmoräne.

3.2 Das periphere Reichertshauser Trockental

3.2.1 Überblick

In der Literatur findet man über das Reichertshauser Trockental nur ein paar knappe Bemerkungen (L.v.Ammon 1894, S.289; D.Aigner 1910, S.20; A.Rothpletz 1917, S.182-183, 243; O.Feichtmaier u.a. 1923, S.28; C.Troll 1925, S.285, 1926, S.178-179; J.Knauer 1931, S.26,39; M.Feulner 1956, S.106-107). In den Karten von D.Aigner (1910), O.Feichtmaier u.a. (1923) und J.Knauer (1931) ist zwar das Reichertshauser Tal dargestellt, seine Terrassenfolgen sind jedoch nicht erfaßt. Die Terrassen wurden von mir kartiert, trigonometrisch eingemessen und in einem Tallängsprofil (Tafel 6) und in Abbildung 21 und 22 dargestellt.

Als das Eis von der Beigartener Endmoräne zurückschmolz, konnten die Schmelzwässer nicht mehr zentrifugal abfließen, da ihnen der hohe und sehr geschlossen verlaufende Moränenwall den Weg versperrte. Erst nach ca. 12 km langer peripherer Umfließung an der Innenseite der Beigartener Endmoräne erreichten sie das Deininger Becken, von wo sie durch das Gleißental zentrifugal abströmen konnten (vgl. Tafel 1 und Kapitel 2.4.3). An der Innenseite der Beigartener Endmoräne wurde somit im Laufe der Zeit das periphere Reichertshauser Tal eingetieft.

Der Ursprung des Tales liegt in Schöneegg bei Dietramszell. Von dort zieht es über die St.Leonhardskapelle, Föggenbeuern, Hölching, Reichertshausen und Wörschhausen nach Thanning. Dort komplizieren sich die Verhältnisse, da der Verlauf des heutigen Talbodens nach Egling nicht mit den älteren, höherliegenden Abflußbahnen in der Richtung übereinstimmt. Der obere Abschnitt des Reichertshauser Tales besitzt vier seitliche Zuflußrinnen, die bis zu ihrer Mündung in das periphere Haupttal zentrifugal ausgerichtet sind. Sie speisten das Reichertshauser Tal mit Schmelzwasser aus dem Gebiet des Peretshofener Spornes. Zum großen Teil bestehen diese Seitenäste aus vermoorten Niederungen, was auf eine Entwässerung über Toteis oder durch Schmelzwasserseen hindurch schließen läßt. Der südlichste Seitenast beginnt südlich von Humbach und zieht an Thankirchen vorbei zum Reichertshauser Tal. Der nächste Ast liegt südlich des Kronester Waldes, der übernächste führt von Emmerkofen nach Föggenbeuern und der nördlichste

läuft aus dem Leonhardsholz an Harmating und Goldkofen vorbei zum Reichertshauser Tal (siehe Abb. 22).

Zunächst soll der untere Abschnitt des Reichertshauser Tales mit seinen Terrassen behandelt werden.

3.2.2 Die Aufhofener Stufe

Die Terrassen im Bereich von Thanning, die von C.Troll (1926, S.22-23) erwähnt aber nicht beschrieben werden, dokumentieren verschieden alte Abflußsysteme in unterschiedlicher Höhe und teilweise auch unterschiedlicher Richtung. Die oberste und damit älteste Stufe besteht aus einer stark verkesselten Schotterflur (668-655 m NN), die sich nach Norden in die Gegend von Aufhofen erstreckt (siehe Abb. 21). Sie soll als **A u f h o f e n e r S t u f e** bezeichnet werden. Der Weg nach Westen war den Schmelzwässern und Schottern des Reichertshauser Flusses durch den Eisrand versperrt, dessen Lage von den Moränenhügeln um den Kreuzberg, südwestlich von Aufhofen, markiert wird.

Der weitere Weg der Schmelzwässer zum Deininger Becken ist heute durch das Aufhofener Becken unterbrochen. Entweder lag im Aufhofener Becken eine kleine Seitenzunge der Deininger Gletscherzunge oder es war von Toteis erfüllt. Jedenfalls dürften die Schmelzwässer über Eis hinweg das Tal auf der anderen Seite des Beckens erreicht haben. Das Tal führt durch das Frauenholz zum Deininger Becken, das von einem See erfüllt war (vgl. Kapitel 2.4.3). Die alte Mündung ins Deininger Becken muß rekonstruiert werden, da sie von einer jüngeren Zerschneidung zerstört wurde. Die ursprüngliche Mündung des Frauenholz-Tales lag ca. 25 m höher. Ein alter, zerschnittener Schwemmkegel, der allerdings nicht eindeutig als solcher zu identifizieren ist, befindet sich auf der rechten Seite des Talausganges (vgl. Kapitel 2.4.3).

Zur Aufhofener Stufe gehört ein etwas höheres Teilniveau, das eng am Innenrand der Beigartener Moräne entlangzieht und nordöstlich von Oehnböck durch das Hauptniveau abgeschnitten wird. Die Terrassenkante endet an einem isolierten Moränenhügel. Zwischen ihm und der Beigartener Endmoräne flossen in dieser Phase die Schmelzwässer nach Norden. Der Moränenhügel markiert die Eisrandlage, die diese Abflußrichtung erzwang.

In einem Aufschluß an der Straße von Oehnböck nach Wörschhausen, der einen Einblick in den Schotterkörper der Aufhofener Stufe bietet, wurde eine Fließrichtung nach NNW (330°) ermittelt (siehe Abb. 18). Dies entspricht der angenommenen allgemeinen Abflußrichtung nach Aufhofen.

3.2.3 Die Oehnböcker Stufe

Ungefähr 10 m unter der Aufhofener Stufe liegt im Reichertshauser Tal die **O e h n b ö c k e r S t u f e**. Sie wurde von mir nach der gleichnamigen Ortschaft benannt, die auf ihr liegt. Zur Zeit der Oehnböcker Stufe lag der Eisrand etwas weiter westlich als zur Zeit der Aufhofener Stufe. Auch die Spitze der Gletscherzunge hatte sich ein Stück weiter nach Süden zurückgezogen und lag bei Dettenhausen, d.h. das gesamte Deininger Becken war eisfrei. Der Reichertshauser Fluß konnte nun weiter westlich fließen und bereits bei Dettenhausen ins Deininger Becken münden. Die Schmelzwässer der Oehnböcker Stufe flossen damit auf demselben Weg ab wie die der tiefergelegenen Dettenhauser Stufe. Die Moräne südöstlich von Dettenhausen markiert die Eisrandlage, an der die Schmelzwässer peripher entlangströmten. In dem Laufabschnitt zwischen dem eigentlichen Reichertshauser Tal und Dettenhausen sind keine Reste der Oehnböcker Stufe mehr erhalten. Ihre Schmelzwässer müssen jedoch in dieser Richtung geflossen sein, da die Oehnböcker Stufe höhenmäßig zwischen der Aufhofener- und der Dettenhauser Stufe steht und sich keine andere Abflußmöglichkeit anbietet. Die Terrasse südöstlich von Dettenhausen läßt sich nicht mit der Oehnböcker Stufe korrelieren (siehe Tafel 6). Am Abhang der Oehnböcker Stufe zum Talboden des Reichertshauser Tales kommt Nagelfluh zum Vorschein. Am besten ist dies an der Heinritzi-Mühle westlich von Oehnböck zu sehen.

Die Terrasse bei Thanning, auf der südlichen Talseite, ist zur Oehnböcker Stufe zu rechnen. Die Terrasse steht in Verbindung mit der **F e l d k i r c h e n e r S c h o t t e r f l u r**, die sich mit den Endmoränen des Harmatinger Zweigbeckens verknüpft und peripher an den Moränenhügeln von Moosham entlangzieht (siehe Kapitel 3.3.1, Tafel 1 und topographische Karte 1 : 100 000). Zur Zeit der Oehnböcker Stufe nahm das Reichertshauser Tal also Schmelzwässer auf, die von der Harmatinger Gletscherzunge und vom Eisrand bei Moosham abströmten.

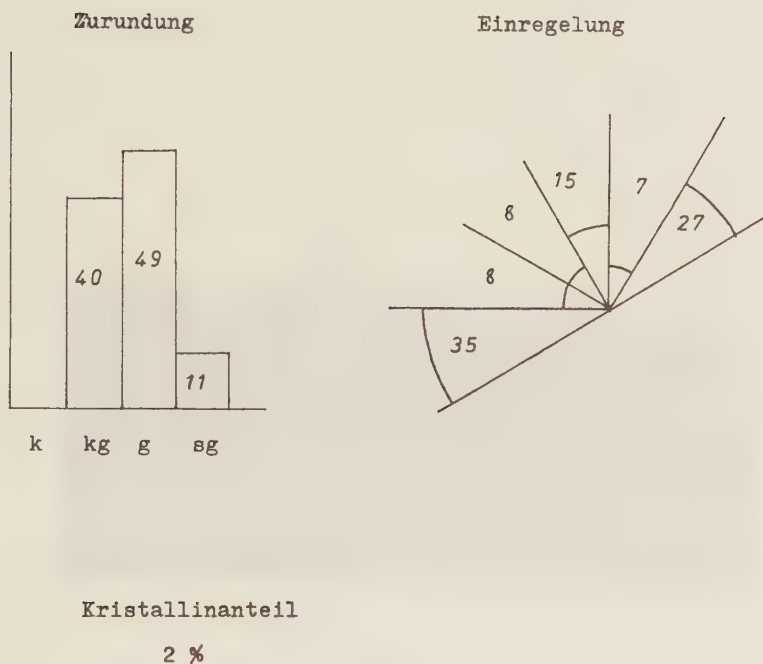


Abb.18 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Oehnböck/Wörschhausen (600 m OSO Oehnböck)



Bild 6

Gestufte rechte Flanke des Reichertshauser Tales,
Aufhofener Stufe, Oehnböcker Stufe, Talboden,
Standpunkt 500 m W Oehnböck,
Blick nach NO

3.2.4 Die Dettenhauser Stufe

Ungefähr 5 m unter der Oehnböcker- liegt die D e t t e n h a u - s e r S t u f e, von der im Reichertshauser Tal nur noch zwei kleine Reste erhalten sind. Sie korrespondiert mit der Abflußrinne, die als umgekehrtes Hängetal, 14 m über dem heutigen Reichertshauser Talboden, nach Norden abzweigt und bei Dettenhausen ins Deininger Becken mündet (siehe Abb. 21). Die Rinne ist mit scharfen Erosionsrändern in ihre Umgebung eingesenkt (siehe Bild 7). Den gleichen Weg hatten bereits die Schmelzwässer der Oehnböcker Stufe eingeschlagen (vgl. Kapitel 3.2.3). An der rechten Talflanke tritt beim Kalkhöfler und am Einzelhof nordöstlich von Dettenhausen Nagelfluh zutage. Die linke Talseite schneidet Schotter an, die vom Reichertshauser Fluß an die Endmoräne von Dettenhausen angelagert wurden. Die flach zur Moräne hin einfallende Schichtung nach Westen (250° - 290°) und die schon weit fortgeschrittene Zurundung der Schotter läßt eine Verknüpfung mit der Moräne unmöglich erscheinen (siehe Abb. 19, Aufschluß Dettenhausen). Die verschiedenen Haupteinregelungsrichtungen deuten auf starke Pendelbewegungen des Stromstriches hin. Die Schotter werden von der Dettenhauser Stufe angeschnitten und bilden somit eine Terrasse. Sie läßt sich in keine der Stufen einordnen (siehe Tafel 6). Eine weitere Terrasse, die sich nicht einordnen läßt, findet sich auf der linken Seite des Reichertshauser Tales an der Schnabelschustermühle (647-640 m NN).

Die Dettenhauser Stufe läßt sich unter Einbeziehung der beiden Terrassenreste im Reichertshauser Tal (645 m NN an der Schnabelschustermühle und 646 m NN westlich der Heinritzimühle) mit dem Boden des Reichertshauser Tales oberhalb von Thanning verbinden (siehe Tafel 6). Der Reichertshauser Talboden fällt an der 640 m-Isohypse abrupt nach Egling ab, was auf das Umschwenken der Entwässerung in zentripetale Richtung zurückgeht (siehe Kapitel 3.2.5).

Zur Zeit der Dettenhauser Stufe konnten die Schmelzwässer der Feldkirchener Schotterflur das Reichertshauser Tal nicht mehr erreichen, da sie durch das Abschmelzen des Eises im Mooshamer Becken in dieses umgelenkt wurden (siehe Kapitel 3.3.1). Ein

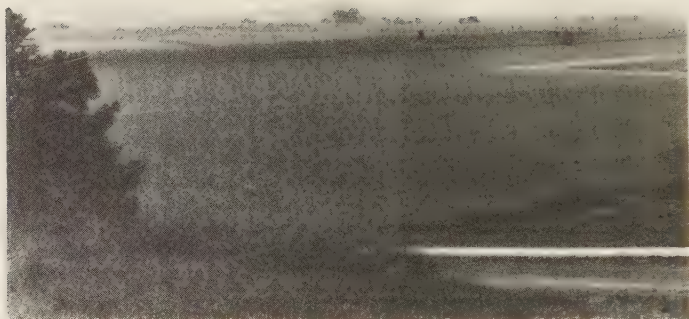
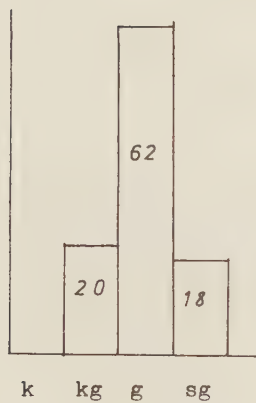


Bild 7

Alter peripherer Unterlauf des Reichertshauser
Tales (Dettenhauser Stufe),

scharfer Erosionsrand auf der linken Talseite,
Standpunkt 900 m SW Aufhofen,
Blick nach NW

Zurundung



Kristallinanteil

3 %

Einregelung

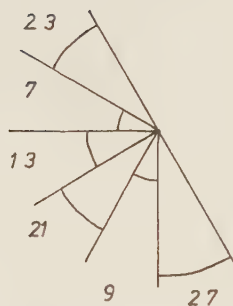
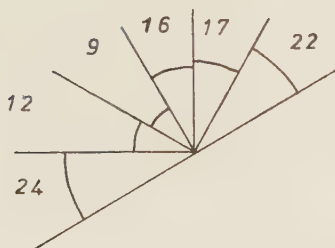


Abb.19 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Dettenhausen (250 m SO Dettenhausen)

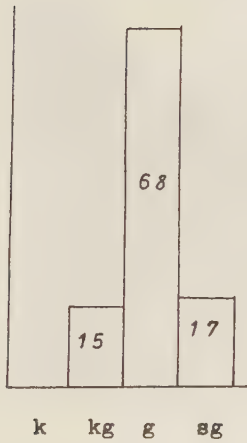
Trockenfallen der Feldkirchener Schotterflur ist nicht anzunehmen, da dies ein Rückschmelzen des Eises aus dem Harmatinger Zweigbecken voraussetzen würde. Dies wiederum ist undenkbar, da zur Zeit der Dettenhauser Stufe das Eis in den viel weiter im Norden gelegenen Bereich von Dettenhausen reichte.

3.2.5 Das Umschwenken der Entwässerung aus der peripheren in die zentripetale Richtung (Eglinger Schwelle und Eglinger Stufe)

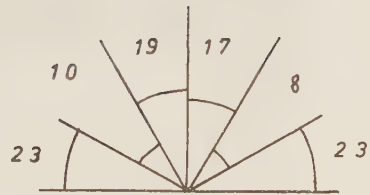
Als sich die Spitze der Egling-Deininger Gletscherzunge von Dettenhausen in die Gegend unmittelbar nördlich von Egling zurückzog, war die Voraussetzung für eine erneute Laufverlegung des Reichertshauser Flusses gegeben. Der sperrende Eisrand im Westen war gewichen, so daß der Fluß die Dettenhauser Stufe aufgab und seine Schotter in das eben erst eisfrei gewordene Gebiet nördlich von Egling schüttete. Dabei entstand die Schwelle, die heute den Deininger Filz vom Eglinger Filz trennt (vgl. M. Feulner 1956, S.106-107). Am Aufbau der Schwelle, die als **E g l i n g e r S c h w e l l e** bezeichnet werden soll, waren auch die von der Eglinger Gletscherzunge abfließenden Schmelzwässer beteiligt. Die vielen Toteiskessel nördlich von Egling zeigen, daß beim Abschmelzen Toteisklötze überschottert wurden. An die Innenseite der Dettenhauser Moräne wurde eine Eisrandterrasse geschüttet, die heute in eine längliche, abflußlose Hohlform abfällt. Am Rand der Toteiswanne sind die Schotter der Eglinger Schwelle aufgeschlossen (Aufschluß Dettenhausen/Egling, Abb. 20). Nach den Einregelungsmessungen erfolgte die Schüttung von Süden nach Norden. Die Zurundung ist als fluviatil einzustufen. Die Schichtung weist durch ausgetautes Toteis verursachte Verbiegungen auf. Kurzfristig zugängliche Bauaufschlüsse am Eglinger Sportplatz mit teilweise schräggeschichteten Schottern und Sanden können als Schüttungen in Schmelzwassertümpel oder auch als Nachsackungen über Toteis interpretiert werden.

Die Schmelzwässer, die die Eglinger Schwelle aufbauten, flossen in den Deininger See und von dort ins Gleißental. Als der Reichertshauser Fluß in zentripetale Richtung umgelenkt wurde, erhielten der Deininger See und das Gleißental keine Schmelzwässer mehr, so daß die Eintiefung des Gleißentales aufhörte (vgl. Kapitel 2.4.3). Der Boden des Gleißentales kann deshalb altersmäßig ungefähr mit der Eglinger Schwelle verknüpft werden.

Zurundung



Einregelung



Kristallinanteil

4 %

Abb.20 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Dettenhausen/Egling (750 m S Dettenhausen)

Das Umschwenken der Entwässerung in zentripetale Richtung wurde durch einen erneuten Rückzug der Eglinger Gletscherzunge ausgelöst, bei dem das Eglinger Becken freigegeben wurde. Durch den großen Höhenunterschied (ca. 25 m) vom alten Talboden bis zur Beckenschle tiefte sich der Reichertshauser Fluß kräftig ein. Der dabei entstandene Einschnitt soll als **E g l i n g e r S t u f e** bezeichnet werden (Bild 8). Sie reicht talaufwärts bis zur 640 m - Isohypse bei Thanning. Im Tallängsprofil (Tafel 6) ist die Gefällsversteilung des heutigen Talbodens von Thanning nach Egling deutlich. Im Eglinger Becken entstand ein See, der als Arm des Wolfratshauser Sees aufzufassen ist und mit ihm bei Ascholding zusammenhing (A.Rothpletz 1917, S. 236 und Karte). Die zentripetale Eintiefung des Reicherthauser Tales wurde wahrscheinlich nicht mehr von Schmelzwässern, sondern von Niederschlagswasser bewirkt, wie im nächsten Kapitel (3.2.6) ausgeführt wird.

Heute wird nur noch der untere Abschnitt des Reichertshauser Tales von einem kleinen Bach entwässert. Er fließt nach Egling, durchquert als Moosbach den Eglinger Filz zentripetal und mündet westlich von Ascholding in die Isar. Das Laufstück von Egling bis zur Isar konnte sich erst entwickeln, als der Wolfratshauser See entleert war und schon die Isar im ehemaligen Seeboden ihr Bett ausgebildet hatte.

In der Zeit der zentripetalen Umlenkung des Gerinnes dürfte sich auch der kleine Einschnitt gebildet haben, der sowohl die Aufhofener- als auch die Oehnböcker Stufe durchschneidet und auf den Boden des Reichertshauser Tales genau dort einmündet, wo die Versteilung des Talbodens ansetzt. Möglicherweise entstand die Rinne auch erst während des Periglazialklimas in der Jüngeren Tundrenzeit. C. Rathjens (1952, S.143-146) datiert die kleinen Tälchen an den Rändern des Würmtales in diese Zeit.

3.2.5 Der obere Abschnitt des Reichertshauser Tales und der Zusammenhang mit dem Bairawies-Dietramszeller Zweigbecken

Im oberen Abschnitt des Reichertshauser Tales sind die Terrassenreste seltener. Sie beschränken sich im wesentlichen auf kleine, isolierte Teilstücke, vor allem an den Gleithängen der Talkrümmungen. Hier treten Terrassentreppen mit bis zu drei Stufen

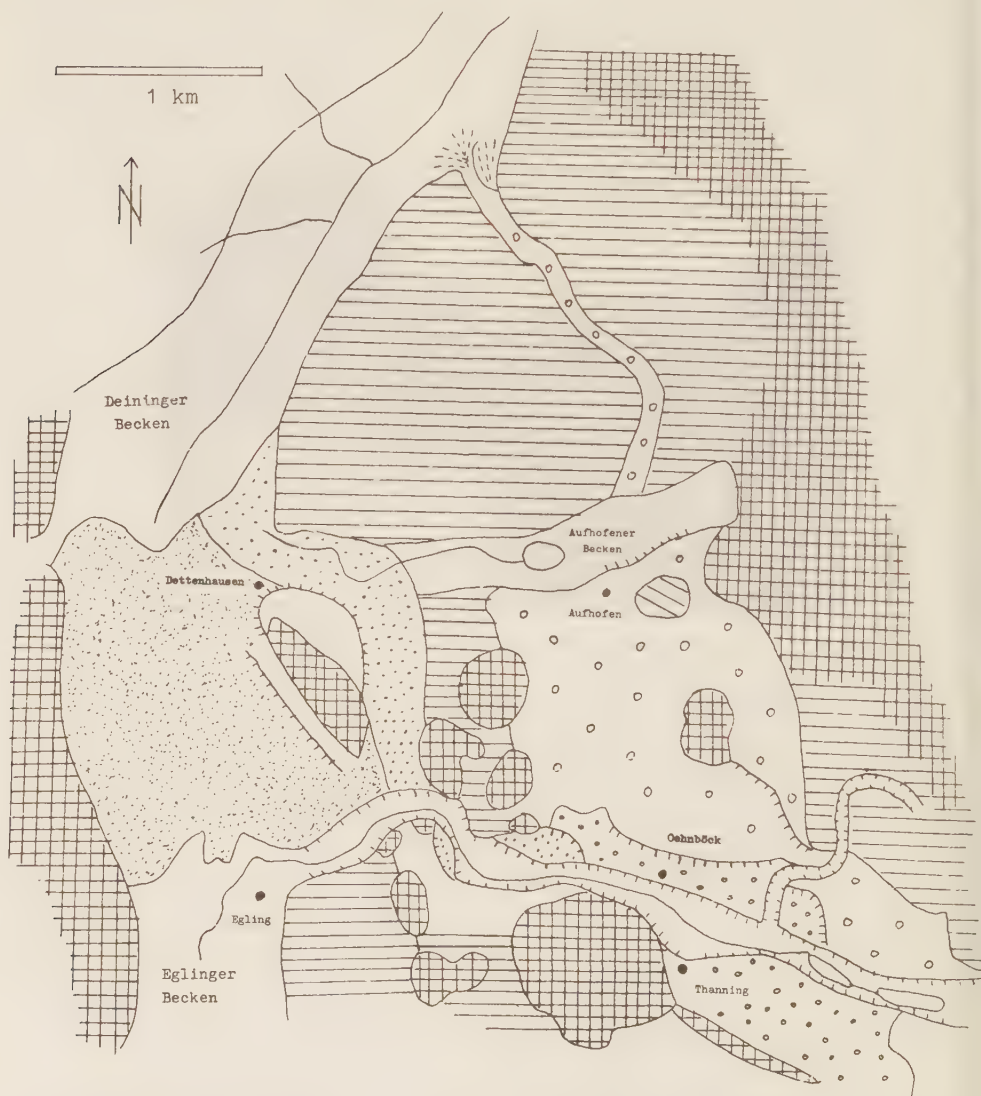


Bild 8

Dettenhauser Stufe (Bildmitte) von zentripetaler
Eglinger Stufe (Talboden) zerschnitten,

Standpunkt 800 m W Oehnböck beim Schnabelschuster,
Blick nach W

Die Terrassen im unteren Abschnitt des Reichertshauser

Trockentales

- | | | | |
|---|-----------------------------|---|----------------------------------|
|  | Ablagerungen der Rißeiszeit |  | Aufhofener Stufe |
|  | Endmoräne der Würmeiszeit |  | Oehnböcker (Feldkirchener) Stufe |
|  | Würmmoräne allgemein |  | Dettenhausener Stufe |
|  | Terrassenkante |  | Eglinger Schwelle |
|  | Schwerfkegel | | |

auf (vgl. Abb. 22). Bei Föggenbeuern gabelt sich das Reichertshauser Tal in zwei Arme, die eine Insel umschließen. Ihre Oberfläche und die niedrige Terrasse an ihrer Nordwestseite werden im Tallängsprofil (Tafel 6) zu den Terrassen der rechten Tal-seite gezählt.

Die Terrassen des Reichertshauser Tales können nicht zu eindeutigen, das ganze Längsprofil durchziehenden Niveaus verknüpft werden. Teils treten sehr große Lücken auf, teils beschränken sich die korrespondierenden Terrassen auf Abschnitte des Talverlaufes. Einige höher gelegene Terrassen können mit der Aufhofener-, einige etwas tiefer liegende mit der Oehnböcker Stufe des unteren Talabschnittes in Zusammenhang gebracht werden.

Eine Verbindung von ehemaligen Talböden mit Eisrandlagen scheitert aus mehreren Gründen: Die Terrassen lassen sich nicht zu durchlaufenden Niveaus verknüpfen, die Nebentäler (siehe Kapitel 3.2.1), die das Reichertshauser Tal während des Eisrückzuges nach Westen noch lange mit Schmelzwasser versorgten, sind nicht terrassiert und die Moränenlandschaft westlich des Reichertshauser Tales, auf dem Peretshofener Sporn, gliedert sich nicht in deutlich abgesetzte Endmoränenwälle.

Die Seitenäste des Reichertshauser Tales greifen von Osten in das Gebiet ein und teilen es in Rücken und Mulden, die in Ost-West-Richtung verlaufen. Die Karten von A.Rothpletz (1917), J.Knauer (1931) und C.Troll (1925, Fig.1 auf S.286, vgl. Abb.4) verzeichnen einen unterschiedlichen Endmoränenverlauf im Bereich des Peretshofener Spornes. Das Abschmelzen des Eises scheint in diesem hochgelegenen Gebiet zwischen zwei Zungenbecken ohne Haltephasen erfolgt zu sein, so daß keine klaren Moränenwälle ausgebildet wurden. Die zahlreichen Moore, die in die Seitenäste des Reichertshauer Tales eingeschaltet sind, belegen einen eher ungeordneten Eiszerfall, bei dem Toteiskomplexe abgetrennt wurden und kleine Schmelzwasserseen entstanden.

Vom obersten Abschnitt des Reichertshauser Tales führen mehrere Rinnen zum Bairawies-Dietramszeller Zweigbecken (siehe Abb. 22 und Tafel 1). Die Funktion dieser Talstücke ist umstritten. Nach D.Aigner (1910, S.20) entwässerte das Reichertshauser Tal den See,

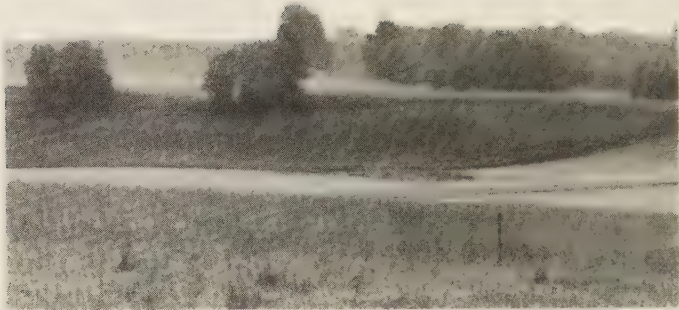


Bild 9

Gleithangterrasse im Reichertshauser Tal bei
Föggenbeuern,

westliche Talflanke, Untergliederung in zwei
Teilstufen erkennbar,

Standpunkt 500 m N Föggenbeuern,

Blick nach W

der sich nach dem Rückschmelzen des Eises im Becken von Bairawies und Dietramszell bildete. A.Rothpletz (1917, S.243) zweifelt an dieser Auffassung. Das Becken stellte eine Bucht des Rottacher Sees dar, dessen Spiegelhöhe A.Rothpletz (1917, S.242) mit 635 m NN angibt. Da der Ursprung des Reichertshauser Tales in ca. 700 m NN liegt, hält er einen Überlauf des Sees in das Tal für unmöglich. Nach H.Jerz (1969, S.60) liegt die Seetonobergrenze im Gebiet des ehemaligen Rottacher Sees in 630 m NN. Die von mir erbohrten Seetonvorkommen in 690 m NN (siehe Kapitel 3.4.2) sprechen jedoch für einen Überlauf des Schmelzwassersees ins Reichertshauser Tal. Damit hörte die Speisung des Tales mit Schmelzwasser noch nicht auf, als die Bairawies-Dietramszeller Gletscherzunge nach Westen zurückschmolz. Das hochgelegene Gebiet des Peretshoferener Spornes war zu dieser Zeit schon längst eisfrei und konnte kein Schmelzwasser mehr liefern. Das Reichertshauser Tal hörte auf, Schmelzwasser zu führen, als der Spiegel des Schmelzwassersees beim Niedertauen des Eises unter die Höhe der Überlaufstellen fiel.

Zusammenfassend läßt sich feststellen: Das Reichertshauser Tal führte eine zeitlang direkt von der Bairawies-Dietramszeller Eiszunge abfließendes Schmelzwasser und anschließend Wasser, das aus dem Schmelzwassersee überlief. Schließlich fiel es trocken oder wurde allenfalls noch von Niederschlagswasser durchflossen.

Die Frage, welcher dieser Phasen die Stufen des Unterlaufes jeweils zuzuordnen sind, ist nicht sicher zu beantworten. Die Höhenlage der peripheren Dettenhauser Stufe (Kapitel 3.2.4) bedingte eine Gletscheroberfläche in 640 m NN im Gebiet um Dettenhausen und Egling. Ein Schmelzwasserabfluß im Reichertshauser Tal setzte eine Eishöhe von 700 m NN im Bairawies-Dietramszeller Zweigbecken voraus. Dies galt sowohl für den Fall, daß das ganze Becken noch eiserfüllt war, als auch für den Fall, daß bereits der Schmelzwassersee bestand. Aufgrund der Entfernung der beiden Gebiete zueinander und des Gefälles der Eisoberfläche von ca. 1 % (siehe Kapitel 1.2.2) ist eine Eishöhendifferenz von 60 m durchaus plausibel. Die Dettenhauser Stufe wurde damit vermutlich noch von Schmelzwässern gebildet. Dieselbe Rechnung geht auch noch für die Eglinger Schwelle auf (Kapitel 3.2.5). Ob jedoch auch die zentripetale Eglinger Stufe (Kapitel 3.2.5)

Abb. 22

Die Terrassen im oberen Abschnitt des Reichertshauser Trockentales



noch von Schmelzwässern geschaffen wurde, ist sehr fraglich, da ihre Entstehung ein Rückschmelzen des Eises nach Süden, gegen Ascholding, voraussetzt. Ein so weit im Süden liegender Eisrand läßt jedoch vermuten, daß zur gleichen Zeit die Eisoberfläche und der Seespiegel im Bairawies-Dietramszeller Zweigbecken schon unter 700 m NN abgesunken waren und so kein Überlauf ins Reichertshauser Tal mehr erfolgte. Die zentripetale Eglinger Stufe dürfte damit von Niederschlagswasser eingeschnitten worden sein.

3.2.7 Der Reichertshauser "Moränenrücken"

J.Knauer (1931, S. 26 und Karte), A.Rothpletz (1917, S.181 und Karte) und P.Schmidt-Thomé (1967, Karte) weisen einen Endmoränenwall bei Reichertshausen am Westrand des Reichertshauser Tales aus, der zur dritten, der Icking-Dietramszeller Eisrandlage, gehört. C.Troll (1925, Fig. 1, S.286; siehe Abb. 4) verzeichnet dort keine Endmoräne. Soweit aus seiner kleinmaßstäbigen Skizze zu sehen ist, läßt er die dritte Eisrandlage weiter westlich, am Westrand der Feldkirchener Schotterflur (Kapitel 3.3.1) über Moosham verlaufen, wo A.Rothpletz seine vierte Endmoräne (Harmatinger Endmoräne) angibt. J.Knauer und P.Schmidt-Thomé wiederum verzeichnen bei Moosham keine Endmoräne.

Bei Reichertshausen überragt die Reichertshauser "Moräne" die Feldkirchener Schotterflur um 45 m und erreicht eine Höhe von 706 m NN. Die zur Schotterfläche gewandte Innenseite ist sehr flach. Zweifel daran, daß es sich um eine Endmoräne handelt, erweckt die große Kiesgrube (Firma H.Haller) zwischen Feldkirchen und Reichertshausen, die bis in den höchsten Teil der Aufragung eingreift.

Bild 10 zeigt die östliche Aufschlußwand. Im unteren Teil ist ein mächtiges Paket deutlich geschichteter Schotter zu sehen. Sie werden von einem Band überlagert, das glazialtektonische Strukturen aufweist: gefaltete Schotterpakete und Verwerfungen. Nach Auskunft von Beschäftigten des Kieswerkes ist der Feinmaterialanteil in diesem Band höher als in den ungestörten Schottern. Es dürfte als Stauchmoränenmaterial anzusprechen sein. Es wird von einem mächtigen Paket horizontal geschichteter Schotter überlagert, dessen unterste Schichten toteisbedingte Sackungs-

erscheinungen zeigen.

Im unteren Schotterpaket wurde an zwei Stellen die Einregelung gemessen. An einer Probestelle in der östlichen Aufschlußwand ergab sich eine Transportrichtung nach Norden (0°) (vgl. Abb. 23). An einer 150 m weiter westlich gelegenen Probestelle ergab sich eine Transportrichtung nach ONO (60°). Im oberen Schotterpaket wurde eine Transportrichtung nach WNW (300°) ermittelt (vgl. Abb. 24). Die Zurundungswerte sind annähernd gleich. Bezüglich der Transportrichtung besteht ein deutlicher Unterschied zwischen den beiden Schotterpaketen.

Die unteren Schotter mit ihrer Schüttungsrichtung nach N bis ONO dürften als Vorstoßschotter zu interpretieren sein. Sie wurden vom heranrückenden Eis überfahren und mit Stauchmoränenmaterial überdeckt (mittlere Partie der Aufschlußwand). Für das obere Schotterpaket kommt folgende Deutung in Frage: Die Einregelungswerte (Schüttung aus OSO) lassen erkennen, daß der Reichertshauser Fluß die Schotter abgelagert hat. Dies konnte nur dadurch geschehen, daß sich der Eisrand, an dem er entlangströmte, lokal etwas nach Westen zurückzog. Nunmehr konnte der Reichertshauser Fluß, der zu dieser Zeit noch in größerer Höhe (ca. 700 m NN) zwischen dem Eisrand und der Beigartener Endmoräne floß, seine Schotter in die Einbuchtung des Eisrandes schütten. Dabei wurde Toteis überschottert, wie die Sackungserscheinungen zeigen. Erst danach erfolgte die Einschneidung des Reichertshauser Flusses in seine Schotter und damit seine Fixierung in einem Tal.

Die Schmelzwässer, die die oberen Schotter im Aufschluß Feldkirchen/Reichertshausen ablagerten, flossen vermutlich über das obere Teilniveau der Aufhofener Stufe und durch das Frauenholz-Tal (siehe Kapitel 3.2.2) zum Deininger See und weiter ins Gleißental ab.

Unmöglich ist, daß diese Schmelzwässer zwischen Wörschhausen und Fraßhausen, wo die Beigartener Endmoräne in Einzelhügel aufgelöst ist und die zentrifugale Geilertshauser Rinne ansetzt (siehe Abb. 22, Tafel 1 und Kapitel 2.1.2), ins Gletschervorfeld abfließen. Die Durchlässe zwischen den Einzelhügeln der

Beigartener Endmoräne in ca. 695 m NN sind viel zu schmal, als daß der Reichertshauser Fluß sie benutzt haben könnte. Die Geländebeziehungen sprechen dagegen, daß er zentrifugal durch die Geilertshauser Rinne abgeflossen ist. Die einzige zentrifugale Rinne, die das Wasser des peripheren Reichertshauser Flusses nach außen abführte, ist das Gleißental (vgl. Kapitel 2.4.3 und 3.2.1).

Folgendes Ergebnis läßt sich festhalten: Der "Moränenrücken" bei Reichertshausen ist kein echter Endmoränenwall. Er enthält zwar Stauchmoränenmaterial, sein oberer Teil besteht aber aus Schottern, die der Reichertshauser Fluß über Toteis geschüttet haben dürfte.



Schotter

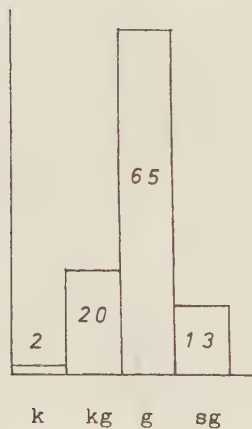
— Stauch=
moräne

— Schotter

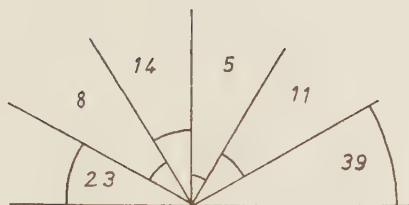
Bild 10

Aufschluß Feldkirchen/Reichertshausen,
östliche Aufschlußwand, (1 km OSO Feldkirchen)

Zurundung



Einregelung



Kristallinanteil

3,25 %

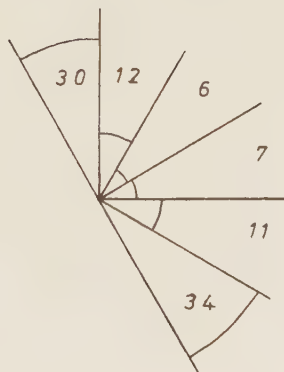
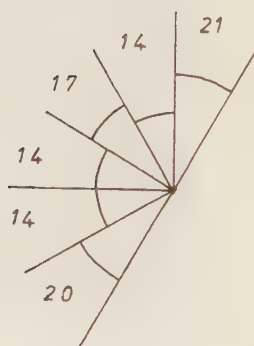


Abb.23 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Feldkirchen/Reichertshausen, untere Schotter,
(1 km OSO bzw. 850 m OSO Feldkirchen)

Zurundung



Einregelung



Kristallinanteil

5,3 %

Abb.24 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Feldkirchen/Reichertshausen, obere Schotter,
(1 km OSO Reichertshausen)

3.3 Entwässerungsspuren im weiteren Umkreis des Reichertshauser Tales

3.3.1 Die Feldkirchener Schotterflur und das Harmatinger Zweigbecken

Westlich des Reichertshauser Tales liegt ein peripherer Abflußweg, der am kleinen Harmatinger Zweigbecken wurzelt (siehe Tafel 1 und topographische Karte 1 : 100 000). Er zieht an den niedrigen Moränenhügeln von Moosham entlang nach Norden und mündet bei Thanning höhengleich mit der Oehnböcker Stufe ins Reichertshauser Tal (vgl. Kapitel 3.2.3). Dieser Abflußweg soll nach der Ortschaft an seinem Ostrand als **F e l d k i r c h e - n e r S c h o t t e r f l u r** bezeichnet werden. Die Schotterflur mit einer Länge von 2,5 km und einer Breite von ca. 500 m, mit geschichteten, deutlich gerundeten Schottern im Untergrund (siehe Abb. 23, Aufschluß Thanning/Feldkirchen), wurde von J.Knauer (1931, Karte) als "Würmmoräne allgemein" dargestellt. Dieselbe Bezeichnung verwandte er für das Gebiet, in dem ich die Stufen von Aufhofen, Oehnböck, Dettenhausen und die Eglinger Schwelle (siehe Kapitel 3.2.2 - 3.2.5) kartierte. In diesem Zusammenhang sei auf die Untersuchungen R.Germans (1971 a und 1971 b) hingewiesen. Danach erwiesen sich viele Gebiete, die man lange Zeit als Grundmoränenlandschaften angesehen hatte, als Schmelzwasserlandschaften mit geschichteten Schottern. R.German (1971 b, S.373) spricht von "intramoränischen Schmelzwasserlandschaften", die innerhalb der Maximalmoräne liegen. Dies scheint mir auch für das von mir untersuchte Gebiet zu gelten. Nach R.German (1971 b, S.366, 371) liegt in solchen Fällen die Grundmoräne im Untergrund und ist von mächtigen Schmelzwasserablagerungen bedeckt.

Zur Zeit, als die Feldkirchener Schotterflur geschaffen wurde, floß nur noch in den oberen Abschnitt des Reichertshauser Tales Schmelzwasser, das aus dem Gebiet des Peretshofener Spornes über die Seitentäler und vom Bairawies-Dietramszeller Zweigbecken kam (siehe Kapitel 3.2.6, Abb. 22 und Tafel 1). Der untere Abschnitt des Reichertshauser Tales erhielt zwischen Goldkofen und Thanning keinen Zustrom mehr, da dort die Feldkirchener Schotterflur die Schmelzwässer peripher abführte. Als der Eisrand von den Mooshamer Moränen nach Westen ins Eglinger Becken

zurückschmolz, wurde das Becken um den Mooshamer Weiher eisfrei. Von der Harmatinger Gletscherzunge flossen jedoch weiter Schmelzwässer über die Feldkirchener Schotterflur nach Norden. Sie bogen südlich von Thanning ins eisfrei gewordene Mooshamer Becken ab und erreichten so nicht mehr das Reichertshauser Tal. Die weitere Eintiefung des Reichertshauser Tales unter die Oehnböcker Stufe erfolgte ohne diese Schmelzwässer. Das Oberflächengefälle der Feldkirchener Schotterflur richtete sich auf das Mooshamer Becken aus (vgl. Kapitel 3.2.3). Die Entwässerung schwenkte also auch hier aus der peripheren in die zentripetale Richtung um. Dies ergibt sich auch aus Einregelungsmessungen im Aufschluß Thanning/Feldkirchen (Abb. 25), die eine Fließrichtung nach Westen, zum Mooshamer Becken, belegen.

Das Harmatinger Zweigbecken (Schüttungszentrum der Feldkirchener Schotterflur), liegt östlich von Ascholding und umschließt den Großen Weiher unterhalb von Harmating (siehe Tafel 1 und topographische Karte 1 : 100 000). Es hat einen deutlich ausgeprägten amphitheatrischen Abschluß zwischen Schalkofen und Harmating. An ihm setzt hoch über der Beckensohle die Feldkirchener Schotterflur an. Gegen Ascholding ist das Becken heute nicht mehr geöffnet, da das weichende und zerfallende Eis Material ablagerte. Diese Verbauung wird vom Weiherbach zerschnitten, der das Becken in zentripetaler Richtung nach Ascholding hin entwässert. Dort mündet er in den Mooshamerweiherbach, der aus dem Mooshamer Becken kommt und der Isar zustrebt. Diese zentripetale Entwässerung bestand sicherlich schon zur Zeit des Wolfratshauser Sees. Der jeweils untere Abschnitt der beiden Bäche hingegen konnte erst entstehen, als der Wolfratshauser See durch den Einbruch der Isar entleert wurde, denn er durchzieht einen Teil des großen Schotterdeltas, das von der Isar in den Wolfratshauser See geschüttet wurde (vgl. Kapitel 1.2.2).

Nach dem Abschmelzen des Eises im Harmatinger Zweigbecken wurde der Beckenrand zerschnitten. Von Süden, aus dem Bereich des Peretshofener Spornes, führt eine Reihe von steilwandigen Rinnen mit großem Längsgefälle zentripetal in das Becken hinab. Die heute trockenliegenden Einschnitte entstanden vermutlich unter periglazialen Klimabedingungen während des Eisrückzuges in die Alpen oder in der Jüngeren Tundrenzeit. Nur die westlichste der Rinnen wurde eventuell von Schmelzwässern geschaffen, die direkt vom Eisrand abflossen (Erklärung siehe Kapitel 3.3.2).

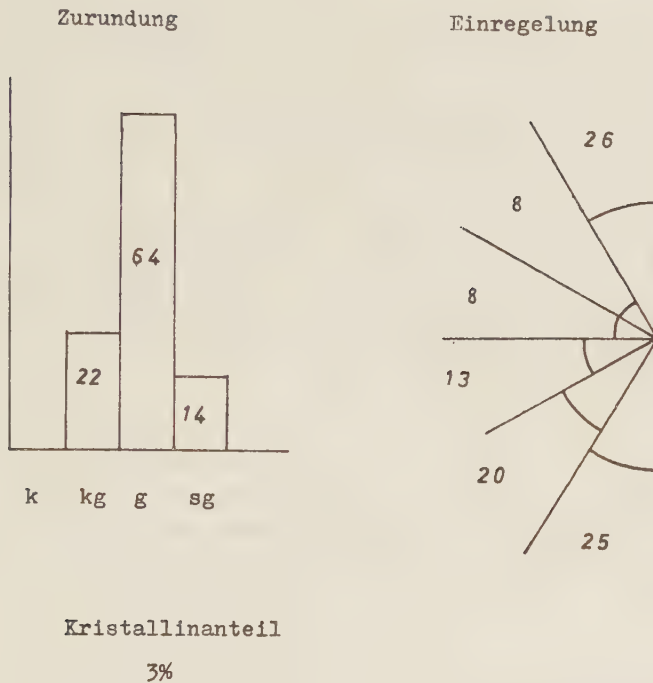


Abb.25 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Thanning/Feldkirchen (1 km SO Thanning)

3.3.2 Die Peretshofener Rinne

Die Entwässerung im Gebiet des Peretshofener Spornes wurde bereits in Kapitel 3.2.6 im Zusammenhang mit dem Reichertshauser Tal und seinen von Westen nach Osten gerichteten Seitenästen besprochen. Bisher nicht erwähnt wurde eine von Süden nach Norden verlaufende Rinne an der Peretshofer Höhe, ganz im Westen des Gebietes, die nicht mit dem Reichertshauser Tal in Verbindung steht. Sie versteilt sich bei Steinsberg abrupt, biegt dann in einem eigenartigen Knick zentripetal nach Westen ab und führt als "Augraben" nach Tattenkofen. Der rezente Bach, der ihren unteren Abschnitt durchzieht, hat dort dem spätglazialen Schotterdelta, das die Isar in den Wolfratshauser See schüttete (siehe Kapitel 1.2.2), einen Schwemmkegel aufgesetzt.

Der Knick und die starke Eintiefung müssen entstanden sein, als die Beckenregionen im Umkreis des Peretshofener Spornes eisfrei wurden und dadurch eine intensive Zerschneidung seiner Flanken einsetzen konnte. Die Ränder des Peretshofener Spornes werden von einer Reihe teilweise heute noch wasserführender Rinnen zertalt.

Hoch über der Knickstelle der Peretshofener Rinne beginnt eine geradeaus nach Norden weiterführende Rinne, vermutlich ihre ehemalige Fortsetzung. Ihr Ansatzpunkt liegt jedoch in so großer Höhe, daß eine Verknüpfung mit dem oberen flachen Abschnitt der Peretshofener Rinne nicht sicher ist. Das höher liegende Talstück mündet ins Harmatinger Zweigbecken. Auch sein Längsgefälle versteilt sich nach unten hin. Es ist das westlichste der in Kapitel 3.3.1 genannten Tälchen, die den Rand des Harmatinger Beckens zerschneiden.

Die Peretshofener Rinne wurde samt Fortsetzung nach Norden von Schmelzwasser durchflossen, als der Eisrand an der Peretshofer Höhe, d.h. am Westrand des Peretshofener Spornes, lag. Gleichzeitig war jedoch das viel tiefer gelegene Harmatinger Zweigbecken sicher noch eiserfüllt. Dies läßt den Schluß zu, daß die fortsetzende Rinne in größerer Höhe als heute in das Becken mündete. Möglicherweise erfolgte die weitere Entwässerung über die Oberfläche des Eises, oder zwischen ihm und dem Beckenrand

zur Feldkirchener Schotterflur. Eine eindeutige Klärung des Problems war mir nicht möglich.

3.3.3 Die Entwässerung des Neufahrner Spornes

Die Geologie des Gebietes um den Neufahrner Sporn ist in den Karten von J.Knauer (1931) und H.Jerz (noch unveröffentlicht) dargestellt. Die Karten zeigen, wie die Endmoränen, die das Wolfratshausen-Hohenschäftlarner Zweigbecken umgeben, mit denen des Egling-Deininger Zweigbeckens spitzwinklig zusammenlaufen (vgl. Tafel 1). Es handelt sich um die Endmoränen der dritten (= Icking/Dietramszeller-) und der vierten (= Dorfener-)Eisrandlage (vgl. Kapitel 3.1.6). An diesen Endmoränen entlang führen periphere Abflußrinnen, die teils in das Wolfratshausen-/Schäftlarnern-, teils in das Egling-Deininger Zweigbecken münden.

Als das Eis die Icking-Dietramszeller Randlage einnahm, entstand nur eine Rinne, und zwar zum Egling-Deininger Zweigbecken. Zum Wolfratshausen-Schäftlarnern Zweigbecken erfolgte noch keine Entwässerung. Vor dem Moränenflügel dieses Zweigbeckens bildete sich bei Sachsenhausen ein Schmelzwassersee (heute Moor), der eine Verbindung zu der oben genannten Rinne hatte und durch sie Wasser zum Egling-Deininger Becken abgab. Die Rinne hat ein relativ gleichmäßiges Längsgefälle und mündet auf dem Beckenboden ebensohlig aus.

Die Dorfener Eisrandlage entwässerte dagegen sowohl zum Egling/Deininger- als auch zum Wolfratshausen-Schäftlarnern Zweigbecken. Die zum Egling-Deininger Becken führende Rinne weist ab 640 m NN eine abrupte Gefällsverteilung auf. Ihr eigentliches Ende liegt in dieser Höhe. Wie die auf der gegenüberliegenden Beckenseite einmündende Dettenhauser Stufe des Reichertshauser Tales zeigt, konnte der Seespiegel jedoch nur bei ca. 625 m NN gelegen haben (vgl. Kapitel 2.4.3). Die größere Mündungshöhe der westlich einmündenden Rinne kann auf einen im Deininger See liegenden Toteisklotz zurückgehen, der von den Schmelzwässern der Rinne überflossen wurde. Auf diesem Toteisklotz wurden die 15 m Höhendifferenz bis zum Seespiegel zurückgelegt. Als das Toteis abschmolz, fiel dieser untere Laufabschnitt weg, und die Mündung kam in 640 m NN zu liegen.

Das Talstück entlang der Dorfener Eisrandlage zum Wolfratshauser-Schäftlarner Zweigbecken hat in seinem oberen Abschnitt bis Riedhof ein flaches Längsgefälle und senkt sich dann steil zur Pupplinger Au hinunter. Die Rinne wird noch heute von einem Bach durchflossen. Verlängert man das flache Gefälle des oberen Abschnittes über den Gefällsknick hinaus, so ergibt sich eine ehemalige Mündung in das Becken in ca. 600 m NN. Das gleichalterige Gegenstück zu dieser Rinne auf der Westseite des Zungenbeckens, die Schlederloher Rinne (vgl. Kapitel 3.1.6), weist ebenfalls eine Gefällsversteilung auf. Ihre rekonstruierte ehemalige Mündung liegt jedoch in ca. 625 m NN. Damit ergibt sich dasselbe Problem wie am Deininger Becken, daß nämlich zwei gleichalterige Rinnen in verschiedener Höhe in ein Becken einmünden. In Kapitel 2.3.6 wurde für die Zeit der Dorfener Eisrandlage eine Spiegelhöhe des Wolfratshauser Sees von 625 m NN angenommen, da die Verlängerung des Giesing-Ludwigshöher Niveaus in 625 m NN am nördlichen Beckenrand ansetzt, und sich so das Niveau mit der Dorfener Endmoräne verknüpfen läßt. Vielleicht mündete die Rinne bei Riedhof in eine Bucht des Sees und hatte somit ihre Mündung ebenfalls in 625 m NN. Eine eindeutige Lösung des Problems war mir nicht möglich.

3.4 Die Zweigbecken von Bairawies-Dietramszell und Habichau mit ihren Kamesbildungen

3.4.1 Überblick

Das Bairawies-Dietramszeller Zweigbecken erstreckt sich in seiner Gesamtausdehnung von Bairawies über Dietramszell bis zu den beiden äußeren Endmoränen bei Reith und Osten. Dort lagen zwei Gletschertore, aus denen die Schmelzwässer zentrifugal zum Teufelsgraben, dem Hauptabfluß des Tölzer Gletschers, abflossen (vgl. Kap. 2.5.1). Der östliche Teil des Zweigbeckens hängt nicht mehr in voller Breite mit dem westlichen Teil zusammen, da die Dietramszeller Eisrandlage eine Moränenschwelle quer durch das Becken hinterließ. Ein Aufschluß 250 m nordöstlich des Sonnenhofes zeigt typisches Moränenmaterial. Nach Auskunft der Einheimischen gibt es im Bereich der Schwelle zwischen dem Sonnenhof und der Kapelle Maria Elend sowohl lehmiges als auch kiesiges Material in regelloser Verteilung. Die Schwelle wird heute vom zentripetalen Zeller Bach durchschnitten, der vom östlichen in den westlichen Teil des Beckens und weiter zur Isar fließt.

Im Dietramszeller Ortsteil Schönegg beginnt in 705 m NN das Reichertshauser Tal, das die Schmelzwässer der Dietramszeller Eisrandlage nach Norden peripher ableitete (vgl. Kapitel 3.2.6, Abb. 22 und Tafel 1). Ein Seitenarm wurzelt in knapp 700 m NN in einer Einsattelung der Endmoräne westlich von Schönegg, ein weiterer Seitenarm westlich von Thankirchen in 695 m NN.

Das Bairawies-Dietramszeller Zweigbecken wird vom kleineren, weiter südlich liegenden Habichauer Zweigbecken durch den Hechenberger Sporn getrennt (siehe Abb. 4 und Tafel 1), der aus Tertiär und älteren Quartärablagerungen besteht. Ihm ist eine Moräne aufgesetzt, die von Hechenberg über Walleiten und Spöttberg nach Helfertsried zieht. Östlich des trennenden Spornes besteht eine ca. 700 m breite Verbindung zwischen den beiden Zweigbecken. Der kleine Habichauer Eisstrom verschmolz hier wieder mit dem größeren Bairawies-Dietramszeller Eisstrom. Im Südosten werden die beiden Zweigbecken vom Endmorängürtel des Tölzer Gletschers begrenzt. Beim Rückzug des Eises aus den Zweigbecken bildete sich im Bereich, wo die beiden Eisströme zusammentrafen, eine Eiszerfallslandschaft mit mannigfachen Kamesformen (siehe Kapitel 3.4.3 - 3.4.7).

3.4.2 Der Schmelzwassersee im Bairawies-Dietramszeller Zweigbecken und die nachfolgende Entwicklung des Entwässerungssystems

Im Laufe der Untersuchungen stellte sich die Frage, wohin das anfallende Schmelzwasser abfloß, als das Eis von der Dietramszeller Randlage zurückschmolz. Das Moor im Bairawies-Dietramszeller Zweigbecken deutet darauf hin, daß sich ein Schmelzwassersee im Becken bildete. Nach A.Rothpletz (1917, S.242-243) waren die Becken von Bairawies-Dietramszell und Habichau von Ausläufern des sog. Rottacher Sees erfüllt, der südöstlich des Königsdorfer Drumlinfeldes lag (vgl. Kapitel 1.2.2). Die Seespiegelhöhe wird von A.Rothpletz mit 635 m NN angegeben. Nach H.Jerz (1969, S.29, 60) liegt die Seetonobergrenze bei 630 m NN. Durch zahlreiche eigene Bohrungen in den beiden Zweigbecken konnte ich Seetone und Seekreiden sogar bis in Höhen um 650 m NN (bei Untermühlthal) nachweisen. Im Habichauer Becken reichen Seetone bis 637 m NN, sandige Ablagerungen bis 641 m NN. D.Aigner (1910, S.20) vermutet, daß das Reichertshauser Tal als Abfluß des Sees gedient habe. Dies setzt jedoch einen Seespiegel in 695-700 m NN voraus, da sich die beiden Durchlässe durch die Dietramszeller Endmoräne zum Reichertshauser Tal in dieser Höhe befinden. A.Rothpletz (1917, S.243) widerspricht der Vermutung D.Aigners energisch und beharrt auf seinem Seespiegel in 635 m NN.

Um eine Lösung des Problems herbeizuführen, bohrte ich nach Seesedimenten in der fraglichen Höhe. Hierfür boten sich die auf der topographischen Karte 1: 25 000 als vernäht eingezeichneten Partien des Beckenrandes bei Dietramszell und Thankirchen an. Dort war auf alle Fälle ein wasserstauender Untergrund zu erwarten. Die Bohrungen ergaben Seetone bis in 690 m NN. Dies spricht dafür, daß der Schmelzwassersee bei Dietramszell in 700 m NN und bei Thankirchen in 695 m NN einen Überlauf zum Reichertshauser Tal besaß. D.Aigners Vermutung ist demnach richtig.

Ein Abfluß nach Osten zum Teufelsgraben über die Rinne von Reith (vgl. Kapitel 2.5.1) scheidet aus. Sicherlich war auch der außerhalb der Dietramszeller Eisrandlage liegende östliche Teil des Zweigbeckens von einem See erfüllt. Ein Abfluß vom westlichen See über den östlichen See und weiter durch die Rinne von Reith zum Teufelsgraben kam aufgrund der Höhenverhältnisse nicht in Frage;

die Rinne von Reith hat ihr oberes Ende in 720 m NN, während die Abflußstelle zum Reichertshauser Tal bei Thankirchen nur in 695 m NN liegt. Allein das Reichertshauser Tal bildete den Abfluß des Sees.

Die von mir erbohrten Seetone beweisen keineswegs, daß der Rottacher See zur Zeit seiner größten Ausdehnung eine Spiegelhöhe von über 690 m NN hatte. Es ist vielmehr anzunehmen, daß sich beim weiteren Eisrückzug aus den beiden Zweigbecken eine Entwässerung zum tiefergelegenen Wolfratshauser See anbahnte. Dadurch sank der Seespiegel ab und das Reichertshauser Tal schied als Abfluß aus. Die Entwicklung des Isarlaufes, die zur Entleerung des spätglazialen Tölzer Sees, des Rottacher Sees und des Wolfratshauser Sees führte (vgl. Kapitel 1.2.2), hat sich in einer reich gegliederten Terrassenlandschaft niedergeschlagen: sowohl in den Rottacher See als auch in den Wolfratshauser See wurden große Schottermengen geschüttet und nachfolgend zu Terrassen zerschnitten. H.Jerz (1969, S.69-72) grenzt die spätglazialen von den postglazialen Terrassen anhand von bodenkundlichen Kriterien ab. Die höhergelegenen spätglazialen Terrassen weisen als Maximalform der Bodenbildung Parabraunerden auf, während die postglazialen Terrassen nur Rendzinaböden tragen. Die spätglazialen Terrassen zeichnen sich ferner durch Frostbodenerscheinungen aus, die H.Jerz mit der Jüngeren Tundrenzeit in Zusammenhang bringt. Es treten Buckelwiesen und Eiskeilfüllungen auf (vgl. Kapitel 2.3.5). Sowohl das Habichauer als auch das Bairawies-Dietramszeller Zweigbecken wird im Westen von den spät- und postglazialen Terrassenrändern der Isar abgeschnitten. Beide Zweigbecken werden heute durch ein baumartig verzweigtes Bachsystem (siehe Tafel 1) zentripetal entwässert: der Zeller Bach und der Habichauer Bach durchziehen als Sammeladern den vermoorten ehemaligen Seeboden und münden in die Isar.

Ein schönes Beispiel einer zentripetalen Entwässerungsumkehr findet sich am östlichen Ende des Bairawies-Dietramszeller Zweigbeckens im Bereich der beiden äußeren Endmoränenwälle: Zwischen dem Dinghartinger- und dem Beigartener Wall beim Egelsee wurzelt eine Rinne, die ursprünglich in die zentrifugale Rinne von Reith mündete. Als das Zungenbecken eisfrei wurde, bog die Rinne zentripetal zum Becken hin (siehe Abb. 10), (vgl. H.Kallenbach 1964, S.54).

3.4.3 Die Kamesbildung in den Zweigbecken von Bairawies/ Dietramszell und Habichau

Die Ablagerungen im Gebiet von Dietramszell und im Übergangsbereich zum Habichauer Zweigbecken wechseln stark in ihrer Beschaffenheit. Es ist nicht möglich, von der Oberflächenform auf die Materialbeschaffenheit zu schließen. Ungeregt gelagertes Moränenmaterial findet sich unmittelbar neben gut sortierten Sand- und Kiesablagerungen. Häufig sind schräg geschichtete Deltaschüttungen, Schotterpakete, die durch austauendes Toteis im Untergrund verstellt wurden und solche, die durch Gletschereis gestaucht und verbogen wurden. Eine genaue Unterscheidung ist oft nicht möglich.

Im allgemeinen überwiegen hier kiesige und sandige Schmelzwasserablagerungen, die zwischen und auf zerfallenes Toteis geschüttet wurden. Es treten sowohl klar umrissene, von steilen Rändern begrenzte Kamesterrassen und Kamesrücken als auch unregelmäßige Kuppen mit dazwischenliegenden vermoorten Niederungen auf. Die häufig zu beobachtende schräge Deltaschichtung und die ausgewaschenen Feinkieslagen lassen darauf schließen, daß diese Sedimente in wassererfüllte Zwischenräume im zerfallenden Eis eingeschüttet wurden. Die steilen "ice contact slopes" (J.Charlesworth 1957, S.415, Cl.Embleton und C.King 1968, S.383) beweisen eine Schüttung gegen Eisränder, die Deltastruktur eine Schüttung im limnischen Milieu. E.Ebers (1934, S.70-71) bezeichnet solche Formen als Randterrassen: "Eine solche am Rande von Toteis aufgeschüttete Terrasse mit einem Steilrand gegen das ehemalige Eis hin nennt man Randterrasse. Meist wurden solche Randterrassen in stehende Gewässer hinein aufgeschüttet, die sich am Eisrand gebildet hatten. In diesem Fall besitzen die Kies- und Sandschichten Deltastruktur, d.h. sie fallen mit mehr oder weniger steilem Einfallswinkel in der Fließrichtung des ehemaligen Gletscherbaches ein. Oben gehen solche Deltaschichten normalerweise in horizontale Deckschichten über." In den folgenden Kapiteln (3.4.4 - 3.4.7) werden derartige Bildungen beschrieben.

Auch H.Kallenbach (1964, S.42) stellt fest, daß das Gebiet östlich von Helfertsried, also die Übergangszone zwischen den beiden Zungenbecken, nicht aus Moränenmaterial aufgebaut ist, sondern aus gut geschichteten Schottern, die "durch Toteis bedingte

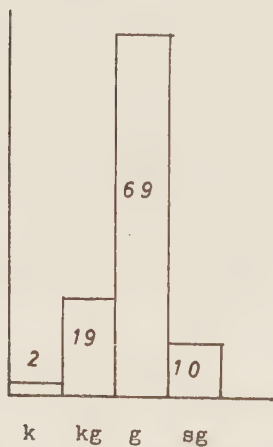
Strukturen" aufweisen. Die von H.Kallenbach vertretene Einordnung der Bildungen als "ozerartige Wälle" erscheint jedoch nicht gerechtfertigt. Mit Ausnahme des in Kapitel 3.4.5 behandelten Rückens sind östlich von Helfertsried keine Wälle vorhanden. Zudem ist in keinem der Aufschlüsse Moränenmaterial im Hangenden der Schotter zu sehen, wie es bei Osrücken zu erwarten wäre.

Von den beiden großen Aufschlüssen 1 km östlich von Helfertsried zeigt der nördliche (Aufschluß Helfertsried 1, Abb. 26) Sande und Schotter mit welligem Schichtverlauf, der auf toteisbedingte Sackungen schließen läßt, zumal die Umgebung des Aufschlusses reich an Toteiskesseln ist. Die Einregelungsmeßwerte belegen eine Schüttung aus SSW von der Habichauer Gletscherzunge aus. Eine ähnliche Schüttungsrichtung ergibt sich aus einem kleinen, verstürzten Aufschluß im Wald, 500 m OSO Niederreuth (Aufschluß Niederreuth 3, Abb. 27). Er liegt in einem kleinen Kameshügel und zeigt sandigen Kies.

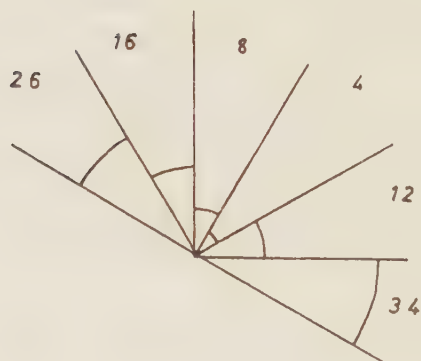
3.4.4 Die Kamesterrasse von Niederreuth

Der Hof Niederreuth, südwestlich von Obermühltal bei Dietramszell, steht auf einer Terrasse, die nach Osten und Nordwesten mit einem ca. 15 m hohen Steilrand abfällt. Darunter schließt sich flacher abfallendes Gelände an. Der Gesamthöhenunterschied von der Terrassenoberfläche bis zum Boden des Bairawies-Dietramszeller Zweigbeckens im Norden beträgt ca. 50 m, bis in die Senke bei Obermühltal im Osten ca. 25 m. Die Terrasse befindet sich in der für Kamesterrassen typischen Lage im Zwickel zwischen zwei Eiszungen (Bairawies/Dietramszeller- und Habichauer Zunge). Sie liegt in Verlängerung des teilenden Spornes von Hechenberg. Die Terrassensedimente wurden abgelagert, als die hinter dem Sporn zusammengefloßenen Eiszungen zurückschmolzen. Dabei wurde der freiwerdende Raum von den Schmelzwässern zugeschüttet. Die Terrassenränder besitzen einen gewellten Verlauf, der die Buchten des ehemaligen Eisrandes nachzeichnet. Am längsten ist die Terrasse entlang der Nordwestkante (ca. 1 km). Die stark von Toteiskesseln gestörte Terrassenfläche liegt in einer Höhe von 695-697 m NN, also ungefähr im Niveau des Seespiegels, der sich zeitweise im Bairawies-Dietramszeller Zweigbecken einstellte (vgl. Kapitel 3.4.2). Im Nordosten laufen die Terrassenränder zu einer Spitze zusammen. Ihr ist eine zweite Spitze in etwas

Zurundung



Einregelung



Kristallinanteil

2,5%

Abb. 26 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Helfertsried 1
(1 km O Helfertsried)

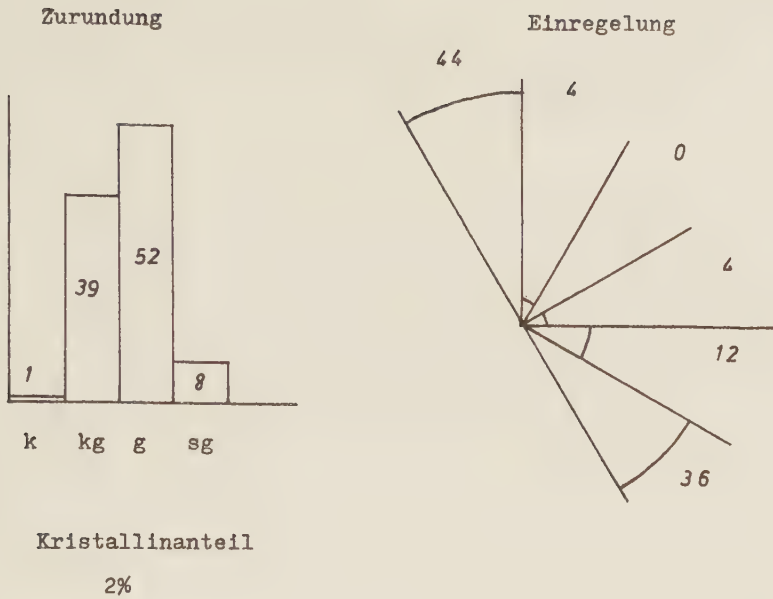


Abb. 27 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Niederreuth 3 (500 m OSO Niederreuth)

geringerer Höhe (680-685 m NN) vorgelagert. Diese tiefere Terrasse dürfte entstanden sein, als das die Schüttung begrenzende Eis etwas zurückschmolz und an Mächtigkeit abnahm. Eine Staffelung von Kamesterrassen anderen Orts wird von R.F.Flint (1971, S.210) und J.K. Charlesworth (1957, S.416) beschrieben.

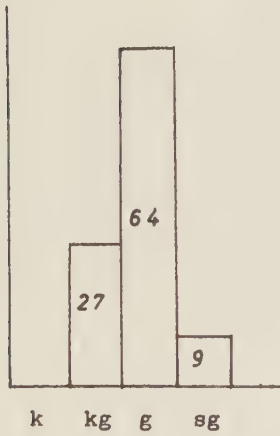
Zwei etwas verstürzte Aufschlüsse an der östlichen Terrassenkante (Aufschluß Niederreuth 1, Abb. 28 und Aufschluß Niederreuth 2, Abb. 29) zeigen eine Deltastruktur aus sandigen Kies-schichten, reinen Sandschichten und ausgewaschenen Feinkies-schichten, die deutlich voneinander abgesetzt sind und nach Norden bzw. Nordosten einfallen. Horizontale Deckschichten sind nicht erkennbar. Die Haupteinregelungsrichtung der Schotter entspricht ungefähr der Richtung des Schichtfallens (vgl. die anderen Deltaschüttungen, Abb. 15, 28, 29, 30 und 34). Die aus diesen beiden Komponenten erschließbare Transportrichtung erhärtet die Vermutung, daß das Material in den freiwerdenden Zwickel zwischen der Bairawies/Dietramszeller- und der Habichauer Gletscherzunge geschüttet wurde. Die Deltastruktur zeigt, daß dieser Zwischenraum von Schmelzwasser erfüllt war.

3.4.5 Der Kamesrücken östlich von Helfertsried

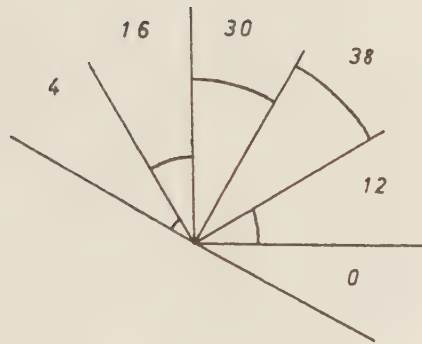
Der Rücken war ursprünglich ca. 300 m lang, ist heute aber nur mehr teilweise erhalten, da eine große Kiesgrube sein Nordende abbaut. Im Süden schließt sich der Rücken an die noch höher aufragende Kamesterrasse von Berg an (siehe Kapitel 3.4.6). Auffallend ist die steile Ostflanke des Rückens, die in eine vermoorte Niederung abfällt. Der Kamm des Rückens liegt in 695-698 m NN, ungefähr 13-16 m über der Mooroberfläche.

In der Kiesgrube lassen sich zwei übereinanderliegende, große Schichtkomplexe erkennen (siehe Bild 11): im unteren Teil vorwiegend ausgewaschener Feinkies mit deutlicher Schrägschichtung, im oberen Teil gröbere Schotter, die annähernd horizontal bis leicht schräg geschichtet sind. Die Feinkieslagen (siehe Bild 12) fallen mit 30° Neigung nach NNW (20°) ein, also ungefähr in Längsrichtung des Rückens. Es handelt sich auch hier um ein Delta, das in einen wassererfüllten Zwischenraum zwischen den Resten des zerfallenden Eiskuchens geschüttet wurde. Nach P.Woldstedt (1954, S.247) liegt der für Ablagerungen im stehenden Wasser typische

Zurundung



Einregelung



Kristallinanteil

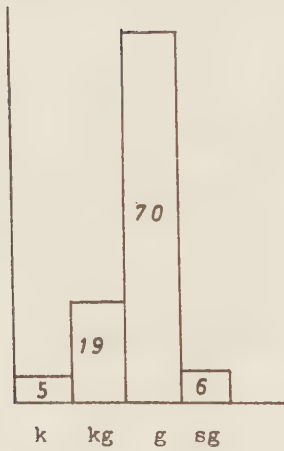
1,5%

Schichtfallen

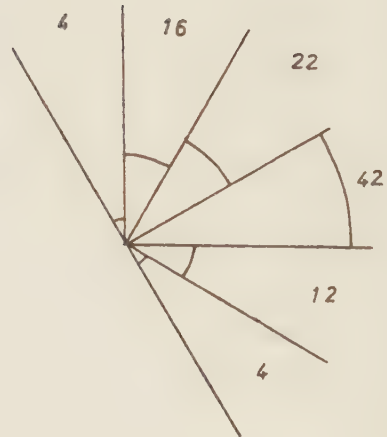
15° nach N (0°)

Abb.28 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Niederreuth 1 (550 m NO Niederreuth)

Zurundung



Einregelung



Kristallinanteil

0,5%

Schichtfallen

15° nach NO (40°)

Abb. 29 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Niederreuth 2 (500 m ONO Niederreuth)

Böschungswinkel bei 30° . Die gröberen, annähernd horizontal geschichteten Schotter stellen die Deckschichten (topset beds) auf den schrägen Deltaschichten (foreset beds) dar. In den schrägen Schichten verläuft die Haupteinregelungsrichtung ungefähr parallel zur Richtung des Schichtfallens und damit parallel zur Transportrichtung (siehe Abb. 30, vgl. die anderen Deltaschüttungen, Abb. 15, 28, 29, 30 und 34). In den Deckschichten hingegen steht die Haupteinregelungsrichtung quer zu der in den schrägen Schichten und zur Längsrichtung des Rückens (siehe Abb. 31). Während die schrägen Schichten unter dem Wasserspiegel abgelagert wurden, war für die Deckschichten ein normaler fluviatiler Transport wirksam. Die Zurundung der Gerölle ist in beiden Schichtkomplexen relativ gut.

Auffällig ist die sehr unterschiedliche Korngrößenverteilung der Sedimente in beiden Komplexen. Die schrägen Deltaschichten mit ihrem ausgewaschenen Feinkies heben sich deutlich von den Deckschichten ab, die neben gröberen Komponenten einen weitaus höheren Anteil an Sand, Schluff und Ton aufweisen (siehe Tabelle, Abb. 32). Die deutlichsten Unterschiede bestehen in den Korngrößenklassen über 20 mm Durchmesser, zwischen 5 und 2 mm und in der unter 0,15 mm. Der Anteil über 20 mm ist in den Deckschichten mehr als viermal so hoch wie in den schrägen Schichten, der unter 0,15 mm beträgt in den Deckschichten immerhin noch 1 %, während er in den schrägen Schichten verschwindend gering ist. Die Komponente zwischen 5 und 2 mm hingegen ist in den Deckschichten nur halb so stark vertreten wie in den schrägen Schichten, die überwiegend aus Feinkies bestehen.

Die Oberkante der schrägen Deltaschichten liegt ungefähr in 690 m NN. In dieser Höhe muß sich der Wasserspiegel zur Zeit der Sedimentation befunden haben. Die in den Deckschichten auftretenden leichten Schichtneigungen in verschiedene Richtungen können durch das Pendeln des Schmelzwasserlaufes erklärt werden. Dafür sprechen auch die Ergebnisse der Einregelungsmessungen, die an zwei Punkten des Aufschlusses gemacht wurden und leicht differieren (siehe Abb. 31).



Bild 11

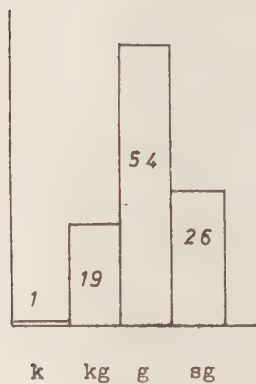
Aufschluß Helfertsried 2 (1 km O Helfertsried)
Deltaschüttung



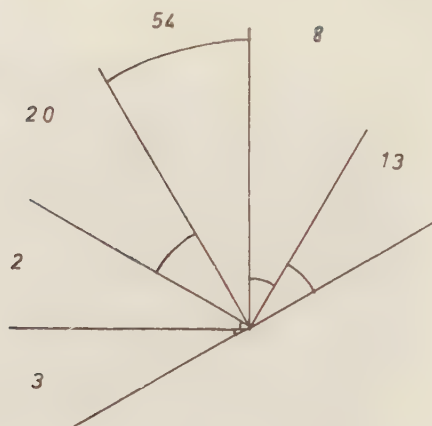
Bild 12

Aufschluß Helfertsried 2 (1 km O Helfertsried)
Deltaschüttung, Detail

Zurundung



Einregelung



Kristallinanteil

1%

Schichtfallen

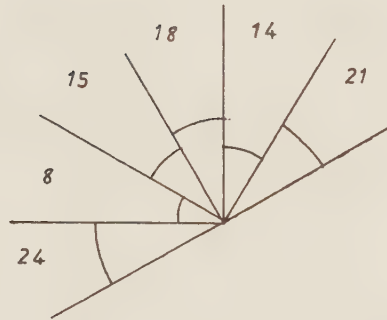
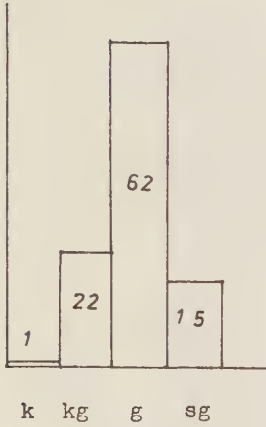
40° nach NW (340°)

Abb.30

Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Helfertsried 2 (foreset beds)
(1 km O Helfertsried)

Zurundung

Einregelung



Kristallinegehalt

1%

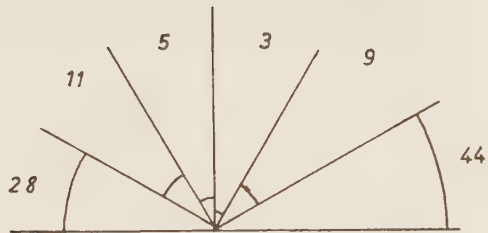


Abb. 31 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Helfertsried 2 (topset beds)
(1 km O Helfertsried)

Korngrößen in mm	topset beds (Deckschichten)	foreset beds (schräge Deltaschichten)
40	14,1 %	-
40 - 20	22,5 %	6,5 %
20 - 10	16,9 %	14,0 %
10 - 5	13,2 %	21,6 %
5 - 2	14,6 %	32,6 %
2 - 1,5	2,7 %	6,8 %
1,5 - 1	0,8 %	7,4 %
1 - 0,5	5,9 %	7,8 %
0,5 - 0,25	4,5 %	2,4 %
0,25 - 0,15	1,2 %	0,15 %
0,15 - 0,10	0,4 %	0,019 %
0,10 - 0,075	0,22 %	0,008 %
0,075 - 0,05	0,16 %	0,009 %
0,05	0,19 %	0,011 %

20 mm	26,6 %	6,5 %
5-2 mm	14,6 %	32,6 %
0,15 mm	1,0 %	0,05 %

Abb. 32 Korngrößenvergleich zwischen topset beds und
foreset beds im Aufschluß Helfertsried 2

3.4.6 Die Kamesterrasse von Berg

Diese im Habichauer Zweigbecken gelegene Kamesterrasse besitzt eine nahezu ebene Oberfläche und sehr steile Terrassenkanten (siehe Bild 13). Die Terrasse ist annähernd oval, mit dem spitzen Ende im Süden. Die Längsachse verläuft von NNO nach SSW und mißt 500 m. Die größte Breite beträgt 250 m. Ein schmaler Damm verbindet die Terrasse mit dem Moränengebiet, das den südöstlichen Rand des Habichauer Zweigbeckens bildet. Auf diesem Damm liegt der Hof Au, auf der Terrasse selbst der Hof Berg. Die größte Höhe der Terrasse liegt bei 710 m NN. Die steilen, bis zu 35 m hohen Terrassenränder, sind als ice contact slopes zu deuten. An den Fuß der Steilhänge schließt sich flacher abfallendes Gelände, so daß die Gesamtauftragung vom Habichauer Becken aus noch eindrucksvoller wirkt.

Nach Auskunft eines Bauern, der am Bau einer Sickergrube beteiligt war, besteht der ganze Komplex aus ausgewaschenen Kiesen mit einzelnen großen Blöcken. Ein Sockel oder Kern aus Nagelfluh ist nicht vorhanden. In einem Aufschluß bei Au stehen annähernd horizontal geschichtete Schotter an. Vermutlich sind infolge der hohen Lage des Aufschlusses nur die Deckschichten aufgeschlossen. Aus der Haupteinregelungsrichtung (siehe Abb. 33) ergibt sich eine Transportrichtung von SSO nach NNW. Dies deutet auf einen Wasserstrom aus dem Moränengebiet des Tölzer Gletschers hin, der sich in die Eiszerfallslandschaft des Habichauer Beckens ergoß.

3.4.7 Der Kamesrücken von Habichau

Der Rücken (siehe Bild 14) liegt in unmittelbarer Nachbarschaft der Kamesterrasse von Berg, ist mit 677 m NN jedoch wesentlich niedriger. Die Länge des von SO nach NW verlaufenden Rückens beträgt 350 m, seine größte Breite 150 m an der Basis, seine Höhe ca. 15 m. Eine Kammlinie von gleichbleibender Höhe ist nicht vorhanden.

Ein Aufschluß am nordwestlichen Ende des Rückens bietet Einblick in seinen inneren Aufbau (siehe Bild 15). Wieder zeigt sich eine Deltaschüttung aus Sanden und Kiesen, die mit einer Neigung von $30-35^{\circ}$ nach NW ($300-330^{\circ}$) einfällt, also in Längsrichtung des Rückens. Die Haupteinregelungsrichtung der überwiegend gerundeten



Bild 13

Die Kamesterrasse von Berg

östlicher Terrassenrand, Standpunkt 350 m O Habichau,

Blick nach N

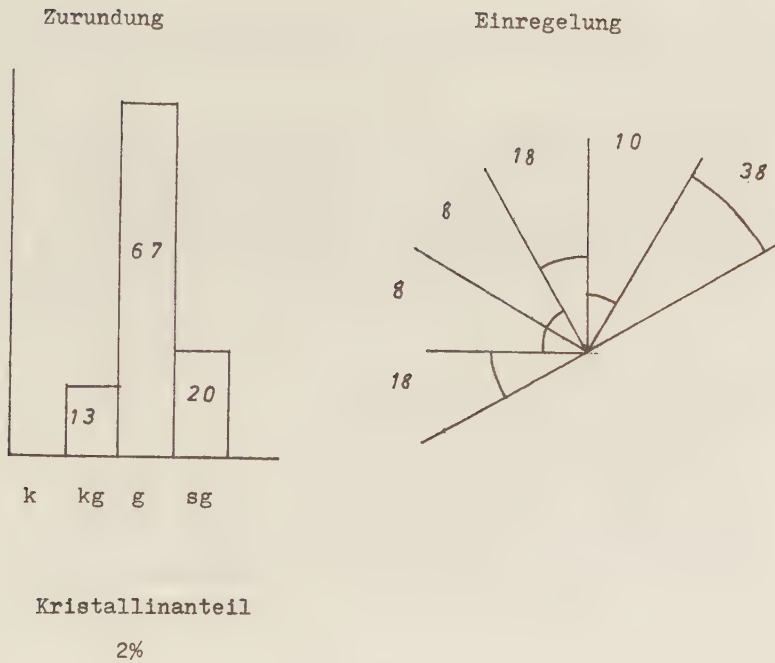


Abb. 33 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Au

Gerölle (siehe Abb. 34) verläuft auch hier parallel zur Richtung des Schichtfallens und zur Längsrichtung des Rückens. Damit ist eine Transportrichtung von SO nach NW anzunehmen.

Nach den oben angeführten Aufschlußmessungen stammt das Material aus dem Moränengebiet zwischen dem Wolfratshauser- und dem Tölzer Gletscher, das den Rand des Habichauer Zweigbeckens bildet und von dem der Kamesrücken in das Becken vorspringt. Er schließt nicht unmittelbar an den Beckenrand an, sondern ist von ihm durch einen kleinen Zwischenraum getrennt. Dies kann jedoch durch ausgeschmolzenes Toteis erklärt werden. Direkt in südöstlicher Verlängerung des Kamesrückens besitzt das Moränengebiet eine Öffnung, durch die das sedimentbeladene Wasser ausgetreten sein muß.

Horizontale Deckschichten auf den schrägen Deltaschichten sind im Aufschluß Habichau nicht zu sehen.

3.4.8 Die Höhenlage der Kamesbildungen

Es wurde geprüft, ob die Obergrenzen der schrägen Deltaschichten in den einzelnen Kamesformen gleich hoch liegen und somit einen einheitlichen Wasserspiegel zwischen den Toteiskomplexen belegen.

In den Aufschlüssen Niederreuth 1 und 2 ist keine Obergrenze erkennbar, da die Aufschlüsse in schlechtem Zustand sind. Die Oberfläche der Kamesterrasse von Niederreuth liegt in 695-698 m NN und fügt sich damit ungefähr in das Seespiegelniveau des Schmelzwassersees im Bairawies-Dietramszeller Zweigbecken (siehe Kapitel 3.4.2). Im Kamesrücken östlich von Helfertsried (Aufschluß Helfertsried 2) liegt die Obergrenze der schrägen Schichten in 690 m NN. Der Kamm des Rückens verläuft in 695-698 m NN. Im Aufschluß Au (Kamesterrasse von Berg) sind nur horizontale Schichten aufgeschlossen. Wahrscheinlich handelt es sich um die Deckschichten eines Deltas. Die Terrassenfläche liegt in 705-710 m NN. Im Aufschluß Habichau sind nur schräge Schichten zu sehen. Der Kamm des Kamesrückens erreicht maximal 677 m NN.

Eine genaue Übereinstimmung der Höhenlage besteht also nicht, wenngleich viele Werte zwischen 690 m und 700 m NN liegen. Für eine genaue Ermittlung der Deltaobergrenze sind die Aufschluß-

verhältnisse nicht ausreichend. Vermutlich gab es im Übergangsbereich vom Bairawles/Dietramszeller- zum Habichauer Zweigbecken keinen einheitlichen Seespiegel, sondern einzelne von Toteis-komplexen getrennte Schmelzwassertümpel unterschiedlicher Wasserhöhe. Es wäre auch denkbar, daß die Deltas verschieden alt und somit auf unterschiedliche Wasserstände ausgerichtet sind.

Die Tätigkeit der Schmelzwässer schlug sich hier im Zungenbeckenbereich nicht in der Bildung von Hohlformen, d.h. von Rinnen, nieder, sondern in der Bildung von Vollformen, d.h. von Kamesformen. Je weiter das Eis alpenwärts zurückschmolz, desto intensiver war der Eiszerfall in Toteisklötze und die damit einhergehende Bildung von Kamesformen (vgl. Kapitel 4.2).



Bild 14

Der Kamesrücken von Habichau

Standpunkt 100 m SO Kapelle von Habichau,

Blick nach SO in Längsrichtung des Rückens

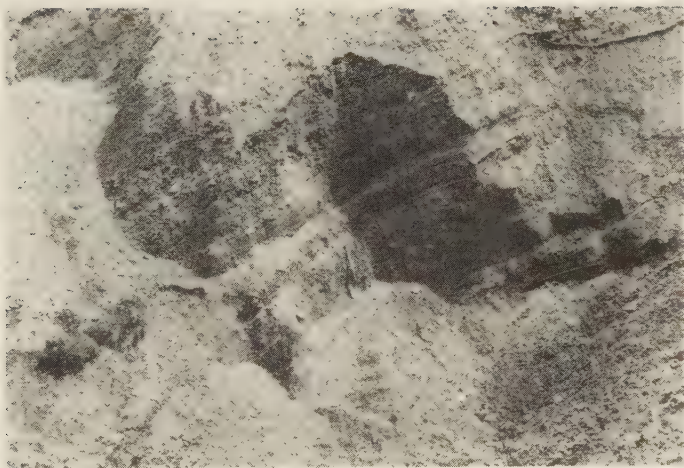


Bild 15

Aufschluß Habichau (100 m SW Kapelle von Habichau)
Deltaschüttung, Schichtfallen in Längsrichtung
des Kamesrückens

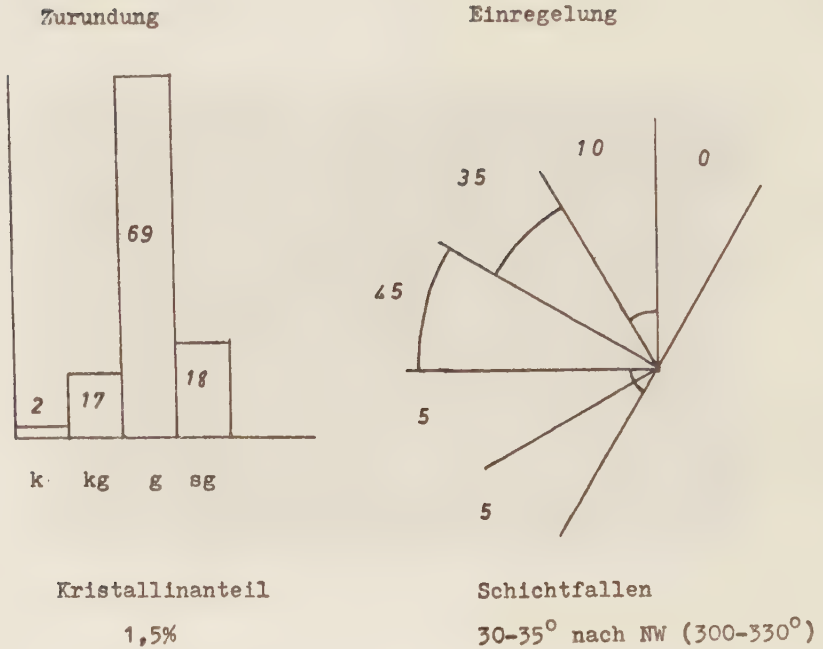


Abb. 34 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Habichau (südlicher Ortsrand)

3.5 Zusammenfassung von Kapitel 3

Nach Rückschmelzen des Wolfratshauser Gletschers von seiner zweiten Eisrandlage (Ebenhausen-Beigartener) waren nur noch zwei zentrifugale Schmelzwasserrinnen aktiv: Isar-und Gleißental. Beide liegen in Verlängerung von Zweigbecken. In den Zweigbecken entwickelten sich vor dem zurückweichenden Eisrand Schmelzwasserseen.

An der Westflanke des Wolfratshauser Gletschers, auf dem Münsinger Höhenrücken, benutzten die Schmelzwässer gemeinsam mit den Schmelzwässern des Starnberger Gletschers eine periphere Rinne zum Nordteil des Starnberger Zungenbeckens und schließlich den zentrifugalen Hauptabfluß des Starnberger Gletschers, das Würmtal. Im Gebiet zwischen den beiden Gletscherzungen entstand eine Eiszerfallslandschaft, die an den ehemaligen Bachhauser See grenzt. Erbohrte Seetone belegen die einstige Existenz des Sees. Die Seespiegelhöhe läßt sich an aufgeschlossenen Deltas und alten Uferlinien ablesen. Durch den weiteren Eistrückzug verlängerte und verkomplizierte sich der Weg der peripher abfließenden Schmelzwässer auf dem Münsinger Höhenrücken.

An der Ostflanke des Wolfratshauser Gletschers entwickelte sich das periphere Reichertshauser Tal. Es führte die Schmelzwässer an der Innenseite der Beigartener Endmoräne entlang zum Deininger Becken, von wo sie zentrifugal durch das Gleißental abflossen. Im unteren Abschnitt des Reichertshauser Tales wurden zeitlich nacheinander verschiedene Äste in unterschiedlicher Höhenlage ausgebildet, die verschiedenen Lagen des Eisrandes im Prozeß des Zurückschmelzens entsprechen. Das Umschwenken der Entwässerung aus der peripheren in die zentripetale Richtung läßt sich hier besonders gut verfolgen. Durch die Entwässerungsumkehr wurden der Deininger See und das Gleißental aus dem hydrologischen Netz ausgeschaltet.

Durch die Anbindung an das Bairawies-Dietramszeller Zweigbecken führte das Reichertshauser Tal relativ lange Schmelzwasser. Anhand von Seetonen, die ich in großer Höhe erbohrte, wird nachgewiesen, daß der Schmelzwassersee, den das Eis im Zweigbecken zurückließ, zwei Überlaufstellen ins Reichertshauser Tal besaß. Heute ist das Reichertshauser Tal im wesentlichen ein Trockental.

Im Gebiet zwischen dem Reichertshauser Tal und der zentralen Beckenzone konnten noch weitere periphere Abflußwege auskartiert werden: die Feldkirchener Schotterflur und die Peretshofener Rinne. Auf dem Neufahrner Sporn erfolgte die Entwässerung peripher zum Wolfratshauser-Schäftlarnner Zweigbecken einerseits und zum Egling-Deininger Zweigbecken andererseits.

Im Übergangsgebiet vom Bairawies/Dietramszeller- zum Habichauer Zweigbecken entstanden durch die Um- und Überschotterung von Tot-eismassen mannigfache Kamesformen. Steile "ice contact slopes" belegen eine Schüttung gegen Eisränder, Deltastrukturen sprechen für eine Schüttung in stehendes Wasser. Es treten Kamesrücken, Kamesterrassen und kuppiges Kamesrelief auf.

Die Becken von Bairawies-Dietramszell und Habichau gehörten zum Bereich des ehemaligen Rottacher Sees, der durch die Entwicklung des Isarlaufes zusammen mit dem Tölzer- und dem Wolfratshauser See entleert wurde. Im Umkreis der beiden Zweigbecken erfolgte ebenso wie im Eglinger- und im Harmatinger Zweigbecken während des Seestadiums eine Entwässerungsumkehr in zentripetale Richtung. Nach der Entleerung der Seen wurde auch der ehemalige Seeboden in das zentripetale System einbezogen.

4. SPUREN EINER EHEMALIGEN ENTWÄSSERUNG IM ZENTRALEN BECKEN-
BEREICH UND IN DER NÄHE DES ALPENRANDES

4.1 Entwässerungsrinnen im Bereich der Drumlinfelder von
Herrnhausen und Königsdorf

Durch das fortschreitende Rückschmelzen des Eises gegen die Alpen vergrößerte sich die Fläche des Wolfratshauser Sees nach Süden. Im zentralen Beckenbereich sank die Oberfläche des Eises weiter ab, so daß die Drumlinfelder von Herrnhausen und Königsdorf aus dem Eis aufragten. Am Rande der Drumlinfelder wurden langgestreckte Moränen abgelagert (H.Jerz 1969, S. 47 und Karte). Quer durch das Wolfratshauser Becken verlaufende Stirnmoränen sind nicht vorhanden. Nach H.Jerz (1969, S.47) ist anzunehmen, "daß das Gletschereis hier relativ rasch zerfallen ist und daß die gelegentlich noch ausgebildeten Endmoränen kleinerer Haltephasen durch die spätere Isar und Loisach zerstört worden sind." Die Entwässerung im Gebiet des Wolfratshauser Gletschers erfolgte zu dieser Zeit über den Wolfratshauser See und weiter durch das Isartal, das den einzigen zentrifugalen Abfluß darstellte. Das Eis machte schließlich ganz dem Wolfratshauser See Platz. Südlich des Königsdorfer Drumlinrückens entstand der Rottacher See, dessen Spiegel ca. 30 m über dem des Wolfratshauser Sees lag (vgl. Kapitel 1.2.2, 3.2.6 und 3.4.2). Die Drumlinfelder waren nun von einer Seenlandschaft umgeben.

Als das zentrale Wolfratshauser Becken noch eiserfüllt war, teilte das eisfrei gewordene Herrnhauser Drumlinfeld die Eismasse in zwei Zungen. Die westliche, schmälere erstreckte sich über Beuerberg und Eurasburg in Richtung Wolfratshausen, die östliche, größere reichte bis in die Gegend von Geretsried. In dieser Zeit entstand wohl die Entwässerungslinie am Westrand des Herrnhauser Drumlinfeldes. Sie zieht parallel zwischen den Moränen der Beuerberg-Eurasburger Gletscherzunge und dem eigentlichen Drumlinfeld nach Norden (siehe Tafel 1). Heute besteht sie aus einer Kette von vermoorten Senken. Dies weist darauf hin, daß die Schmelzwässer über Toteis und durch eingeschaltete Seen abflossen.

Der unterste Abschnitt der Entwässerungslinie wird heute vom Breitenbach durchflossen. Dort, wo der Breitenbach das Drumlin-

feld verläßt, biegt er in auffälliger Weise nach Westen zur Loisach ab. Dieser zentripetale Knick entstand jedoch noch nicht beim Abschmelzen der Beuerberg-Eurasburger Gletscherzunge. Vielmehr mündete die Entwässerungslinie in den Wolfratshauser See, der unmittelbar an das Drumlinfeld heranreichte, in der Gegend des heutigen Breitenbaches sogar in das Drumlinfeld hineinreichte. Erst als die Isar ihre spätglazialen Schotter in den See einschüttete und ihn entleerte (siehe Kapitel 1.2.2), wurde die Voraussetzung für das Abbiegen der Entwässerung geschaffen: Die Abdachung der Geltinger Schotterfläche nach Westen zwang den Breitenbach, nach Westen abzufließen. In der Folgezeit, als sich der Loisachlauf auf dem ehemaligen Seeboden ausbildete, tiefte sich der Breitenbach in die spätglazialen Schotter zur Loisach hin ein.

Auf den vom Breitenbach durchflossenen unteren Abschnitt der peripheren Entwässerungslinie folgt nach oben hin das vermoorte Becken bei Schwaigwall, dann der Durchbruch zwischen dem Hirschbühl und den Drumlins bei Adelsreuth und schließlich die langgestreckte Moorsenke zwischen Haag und Waltersteig. Auch die Moorsenke zwischen Blöcken und Hofstätt scheint zu dieser Abflußbahn gehört zu haben. Heute wird diese Senke allerdings in südwestlicher Richtung zur Loisach entwässert. Der Bach, der die Senke durchzieht, biegt in einem Knie aus seiner nördlichen Abflußrichtung nach Südwesten. Eine Schwelle von ca. 10 m Höhe stört heute den Zusammenhang mit dem peripheren Abflußweg im Norden. Die Schwelle ist teils durch die Erosion des zentripetal umbiegenden Baches, teils durch das Moorwachstum zu erklären. Gerade hier hat sich ein kleines Hochmoor entwickelt, während in der Umgebung überwiegend Niedermoor auftritt (vgl. H. Jerz 1969, Karte). Der zentripetale Bachknick kann frühestens entstanden sein, als bei Beuerberg die Loisach die Verbindung zwischen dem Herrnhauser Drumlinfeld und dem Rand des Gletscherbeckens durchbrach. Dafür spricht die Mündung des Baches in die Durchbruchsstrecke. Der Loisachdurchbruch seinerseits muß sich ereignet haben, als Isar und Loisach in den Wolfratshauser See einbrachen und seine Entleerung bewirkten.

Heute wird das Herrnhauser Drumlinfeld durch kleine Bäche entwässert, die zwischen den Drumlins von höheren zu tieferen Moor-gebieten und schließlich zur Loisach fließen. Die wenigen, nach Osten gerichteten Bäche erreichen die Isar nicht, da sie zuvor in den spätglazialen Schotterablagerungen der Isar versickern.

Im Bereich des Königsdorfer Drumlinrückens sind unter den vielen Tälchen, die seine Ränder zerschneiden, nur zwei mit Sicherheit älter als postglazial. Sie werden als einzige von keinem rezenten Bach durchflossen und dürften daher durch eiszeitliche Schmelzwässer oder unter periglazialen Klimabedingungen noch vor dem Alleröd oder in der Jüngeren Tundrenzeit entstanden sein. Die eine der beiden Talrinnen liegt im Ortsgebiet von Königsdorf zwischen der Straße nach Tölz und der Straße nach Osterhofen. Sie zerschneidet den Rand des Drumlinrückens und zeichnet sich durch sehr steile Flanken und einen kastenförmigen Querschnitt aus. Die zweite Rinne beginnt an der Straße nach Tölz, ca. 1,4 km OSO Königsdorf, und führt in das Rottach-Moos östlich des Königsdorfer Drumlinrückens hinunter.

Das Gewässernetz in den ausgedehnten Gebieten zwischen den Beckenrändern und den Drumlinfeldern entstand erst, als der Wolfratshäuser- und der Rottacher See entleert waren und die Flüsse Isar und Loisach auf den ehemaligen Seeböden ihren Lauf ausformten. Die Moore, die sich auf den Seetonablagerungen bildeten, werden heute durch die Bäche Tegenseebach, Wenigbach, Zellwieser Mühlbach, Haselbach, Rottach usw. zur Loisach und Isar hin entwässert.

4.2 Entwässerungsspuren am Fuße der Alpen im Umkreis von Bad Heilbrunn

Das Gebiet am Fuße des Blomberg-Massives wird von dem in West-Ost-Richtung ziehenden Molassezug beherrscht, auf dem Bad Heilbrunn liegt. Er erreicht seine größte Höhe im Buchberg (857 m NN). Zum großen Teil ist der Molassezug von Moränenmaterial bedeckt. Im Nordosten des Buchberges liegt das Fischbacher Drumlinfeld (C.Troll 1925, S. 285 und Fig. 1 auf S.286, siehe Abb. 4 und Tafel 1), in dessen Bereich die Nahtlinie zwischen dem Wolfratshausener- und dem Tölzer Gletscher zu suchen ist. Das Fischbacher Drumlinfeld ist auf den Kirchbichler Sporn östlich der Isar ausgerichtet, wo sich die Nahtlinie nach Nordosten gegen Dietramszell hin fortsetzt. Im Nordwesten des Buchberges erstreckt sich eine unübersichtliche Eiszerfallslandschaft mit einzelnen Moränenhügeln, zahlreichen Kamesbildungen und Moorflächen. Die Wirkung der postglazialen Erosion (Heubach-Reindlbach, Bach bei Ramsau) ist in der gesamten Gegend sehr stark, da der wasserstauende Molasseuntergrund in geringer Tiefe unter den eiszeitlichen Sedimenten liegt. Das Gebiet ist auf Blatt 8234 Penzberg der Geologischen Karte von Bayern 1: 25 000 von W.Stephan (noch unveröffentlicht und unvollständig) dargestellt.

4.2.1 Das Oberbuchener Zungenbecken und die Unterbuchener Schotterterrasse

Trotz des unübersichtlichen Charakters der Gegend nördlich von Bad Heilbrunn läßt sich ein Zungenbecken erkennen (siehe Tafel 1), das von Schönau im Westen über Ramsau und Oberbuchen bis Spiegel im Osten reicht. Es soll in meinen Ausführungen als O b e r - b u c h e n e r Z u n g e n b e c k e n bezeichnet werden. Seinen Südrand bildet der Molassezug, zu dem der Buchberg gehört. Die nördliche, weitaus weniger geschlossene Begrenzung besteht aus Moränenhügeln. Das Becken ist ca. 5 km lang, jedoch an seiner schmalsten Stelle bei Oberbuchen nur 300 m breit.

Am Beckenschluß bei Spiegel setzt eine kastenförmige Rinne an, die in nordöstlicher Richtung zum Rottach-Moos zieht und dabei einen Teil des Fischbacher Drumlinfeldes quert. Unterhalb von Spiegel wird die Rinne von einem rezenten Bach benutzt, der von Osten kommend rechtwinklig in sie einbiegt. Als das Oberbuchener

Becken noch von Eis erfüllt war, dürfte die Rinne als zentrifugaler Schmelzwasserabfluß zum Rottacher See gedient haben. Der Ansatzpunkt der Spiegeler Rinne am Beckenrand liegt in 676 m NN, 30 m höher als der Ansatzpunkt eines weiter westlich gelegenen Abflußweges bei Oberbuchen. Dieser Abflußweg war dank seiner geringeren Höhenlage sicher länger in Betrieb als die Rinne bei Spiegel.

Die bei Oberbuchen vom Eisrand abströmenden Schmelzwässer schufen eine Schotterflur, die sich nach Norden über Unterbuchen zum Rottach-Moos erstreckt. Diese U n t e r b u c h e n e r S c h o t t e r f l u r dacht sich auf 2 km Länge von 645 auf 632 m NN nach Norden ab. Sie ist von Toteishohlformen durchsetzt und grenzt mit einer buchtenreichen Kante an die umgebenden Moore. Im Nordosten unter Waldbedeckung ist diese Kante noch sehr deutlich. Im Westen bricht die Schotterflur steil in einen Toteiskessel ab, in dem der Unterbuchener Weiher liegt. Im Norden besteht kein Niveauunterschied zum angrenzenden Rottach-Moos. Die Kanten und Toteiskessel deuten darauf hin, daß die Unterbuchener Schotterterrasse auf Toteisreste und gegen umgebende Toteismassen geschüttet wurde. Die Kanten haben an vielen Stellen durch menschliche Einwirkung und das Aufwachsen des Moores an Deutlichkeit verloren. Im Norden muß die Terrasse an den ehemaligen Rottacher See gegrenzt haben: die Höhe von 632 m NN entspricht ungefähr dem einstigen Seespiegelniveau (vgl. Kapitel 1.2.2 und 3.4.2). Leider sind im Norden keine Aufschlüsse vorhanden, die eine Deltastruktur zeigen könnten. Der einzige Aufschluß im Schottermaterial an der Nordostecke des Unterbuchener Weihers ist bereits völlig verwachsen. Eine Grube in einem kleinen Hügel südlich des Weihers war nicht verwertbar, weil sie Moränen-statt Schottermaterial aufwies. So konnte lediglich der Aushub einer kleinen Baugrube 250 m nordöstlich von Unterbuchen ausgewertet werden (siehe Abb. 35). Die Schotter weisen ein typisch glazifluviales Abrundungsspektrum auf. H. Sichertmann (1965, S.39) berichtet von wenig sortierten Schottern und Sanden in den Baugruben der Gegend.

Die Schmelzwässer, von denen die Unterbuchener Terrasse geschüttet wurde, wirkten zur Seite hin erodierend. Dies zeigt der stark unterschrittene Moränenhügel, der die Oberbuchener Kirche trägt.

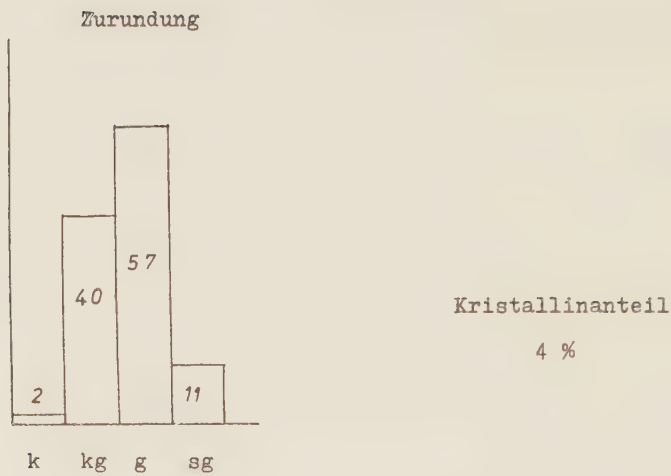


Abb. 35 Ergebnisse der Schotteranalysen in Aushubmaterial
bei Unterbuchen (250 m NO Unterbuchen)

Nach Süden bricht die Schotterterrasse mit einem Steilrand in das Oberbuchener Zungenbecken ab. Nach C. Troll (1925, S.287, 1936, S.35) enden verkesselte Schotterterrassen wie die von Unterbuchen an ihrem oberen Ende häufig frei über dem zugehörigen Gletscherbecken, ohne an eine Endmoräne anzuschließen. Im Fall der Unterbuchener Terrasse dürfte jedoch die Kante teilweise auf die Erosion des Heubaches zurückgehen, der das Oberbuchener Gletscherbecken heute in zentripetaler Richtung durchzieht. C.Troll (1925, S.287, 1936, S.36) rechnet die Unterbuchener Terrasse seinem Weilheimer-oder Ammerseestadium zu und parallelisiert sie mit dem Weilheimer Kesselfeld sowie dem Osterseegebiet, die ebenfalls an der Grenze zwischen der Zweigbeckenzone und dem Stammbecken liegen.

Die zahlreichen Kamesbildungen im Oberbuchener Gletscherbecken beweisen, daß das Eis nicht gleichmäßig zurückschmolz, sondern daß ein ungeordneter Eiszerfall stattfand, bei dem Toteis von den Schmelzwässern umschottert und überschottert wurde. Dies mag mit den morphologischen Verhältnissen am Eingang in das Zungenbecken zusammenhängen: bei Langau überfloß das Eis den Molasserücken. Als der Eisstrom dünner wurde, kam es infolgedessen zum Abreißen des Eismachsches und zum Totfallen des Beckeneises.

4.2.2 Die Eiszerfallsablagerungen im Oberbuchener Zungenbecken

Eine außerordentliche Häufung von Eiszerfallsbildungen tritt in der Umgebung von Ramsau auf. Die steilen Flanken und die eindeutig durch Toteis gestörten Oberflächen der betreffenden Formen deuten auf eine Ablagerung im zerfallenden Eis hin (vgl. Karte von W.Stephán, noch unveröffentlicht). Die von H.Sicher-mann (1965, S.34) vertretene Auffassung, es handle sich um Drumlins, ist deshalb abzulehnen. Eine Stromlinienform konnte ich nirgends erkennen.

Nordwestlich von Ramsau befindet sich eine Kamesbildung mit länglichem Grundriß und kuppiger Oberfläche. Nach Norden verbreitert sich die Form. Die größte Höhe liegt bei 635 m NN. Die beiden in der topographischen Karte verzeichneten Aufschlüsse sind verschüttet. Nach Auskunft von Bauern wurde Kies mit geringem Feinmaterialanteil aus ihnen gewonnen. Am nordöstlichen

Rand der Form konnte ich jedoch auch Blöcke, gekritzte Steine und toniges Material finden, ein Hinweis darauf, daß sie neben Schmelzwasserablagerungen auch aus glazigenen Sedimenten besteht.

Östlich von Ramsau trifft man auf eine Terrasse, die sich an den Rand des Zungenbeckens anlehnt. Auf ihr stehen eine kleine Kapelle und der Einzelhof Hub. Ein Bacheinschnitt zerschneidet die Terrasse in zwei Teile. Die Oberfläche liegt in ca. 660 m NN. Die steilen Ränder im Norden und im Westen sind 20-25 m hoch. Die beiden Aufschlüsse gegenüber der Kapelle zeigen eindeutiges Moränenmaterial: ungeschichtet, mit großen Blöcken und gekritzten Geschieben. Das gleiche Material fand ich in einer Baugrube bei Hub. Anscheinend wurde zwischen dem Beckenrand und dem zerfallenden Eis austauendes Moränenmaterial eingelagert, das keine Sortierung durch Schmelzwässer mehr erfuhr.

Eine weitere Eiszerfallsbildung liegt am Heubach südwestlich von Oberbuchen. Sie fällt auf durch eine stark reliefierte Oberfläche (645-655 m NN), durch eine dichte Bewaldung und eine moorige Umgebung. Aufschlüsse sind nicht vorhanden, doch zeigen einzelne große Blöcke an der Oberfläche an, daß auch hier moränenartiges Material vorherrschen dürfte.

Aus eindeutigem Schotter besteht hingegen nach Auskunft eines Bauern der runde, von einem Baum bekrönte Hügel (660 m NN) bei Obermühl. Die Karte von W. Stephan (noch unveröffentlicht) verzeichnet eine weitere Eiszerfallsbildung am Schönaauer Weiher in 620 m NN.

Aus der unterschiedlichen Oberflächenhöhe und der verschiedenen Materialzusammensetzung der Eiszerfallsbildungen läßt sich keinerlei Regelhaftigkeit erkennen. Festzuhalten ist folgende Erkenntnis: Im Oberbuchener Zungenbecken trat ein intensiver Eiszerfall ein, bei dem sowohl Schotter als auch Moränenmaterial auf Toteis, zwischen Toteiskomplexen und zwischen Toteis und Beckenrand abgelagert wurden.

4.2.3 Die Schotterterrasse von Mürnsee-Kiensee

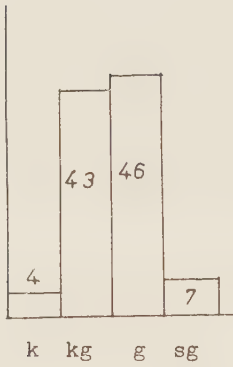
Das Oberbuchener Zweigbecken wird in zentripetaler Richtung vom Heubach durchzogen (vgl. Kapitel 4.2.1). Er entstand, als das Becken eisfrei wurde. 800 m nördlich von Schönau verläßt er das Becken und zieht als Reindlbach über die Reindlschmiede, Mürnsee und Kiensee zur Loisach. Im Spätglazial mündete er in den Wolfratshauser See, wie an der Schotterterrasse von Mürnsee und Kiensee abzulesen ist: Sie liegt in rund 600 m NN, also im ehemaligen Seespiegelniveau, und grenzt an die ausgedehnten Moore, die sich auf dem ehemaligen Seeboden entwickelt haben. (Auch von A.Rothpletz 1977, S.233-234, wird sie mit dem Wolfratshauser See in Verbindung gebracht). Die Schotterterrasse wurde vom Reindlbach am Rande des Wolfratshauser Sees aufgeschüttet und nachfolgend in zwei Hälften zerschnitten, als der Seespiegel absank. Mürnsee liegt auf dem nordwestlichen, Kiensee auf dem südöstlichen Teil.

Eine Einregelungsmessung in einem Bauaufschluß in Mürnsee (siehe Abb. 36) belegt einen Materialtransport nach WSW, was ungefähr der Fließrichtung des Reindlbaches entspricht. Auch die Terrassenoberfläche fällt in diese Richtung ab. Das Material ist erstaunlich schwach gerundet.

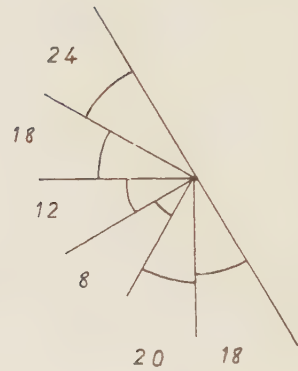
Die Terrasse liegt ganz im Südosten des Wolfratshauser Sees. Somit fällt ihre Entstehung in die Zeit, als der See seine größte Ausdehnung besaß: von Schäftlarn bis zur Molasserippe südlich von Penzberg. Durch die Verknüpfung mit dem Wolfratshauser See ergibt sich für die Terrasse ein spätglaziales Alter (vgl. noch unveröffentlichte Karte von W.Stephan).

Es ist möglich, daß der Reindlbach bzw. Heubach Wasser aus dem Rottacher See in den Wolfratshauser See abführte. Einer seiner Seitenbäche greift in den westlich der Unterbuchener Schotterterrasse gelegenen Buchnerfilz ein, der mit dem Rottach-Moos in Verbindung steht.

Zurundung



Einregelung



Kristallinanteil

5 %

Abb. 36 Ergebnisse der Schotteranalysen im Aufschluß
Mürnberg

4.2.4 Die Karpfseeterrasse

Die Terrasse am Großen- und am Kleinen Karpfsee, nordöstlich der Terrasse von Mürnsee-Kiensee, scheint ebenfalls vom Reindlbach geschüttet worden zu sein (J.Gareis 1978, S.53). C.Troll (1925, S.287) erwähnt die Karpfseeterrasse im Zusammenhang mit den verkesselten Schotterterrassen an den Osterseen und bei Unterbuchen, ohne näher auf sie einzugehen. Daß auch bei der Schüttung der Karpfseeterrasse Toteis im Spiel war, zeigen die beiden Hohlformen mit dem Großen- bzw. dem Kleinen Karpfsee. Die Oberfläche der Terrasse liegt ebenso wie die der Mürnsee-Kiensee-Terrasse knapp über dem Seespiegelniveau (600 m NN) des ehemaligen Wolfratshauser Sees. Ihre heute von Moor überwachsenen Außenkanten im Norden und Westen dürften als ehemalige Seeufer zu deuten sein.

J.Gareis (1978, S.53) dagegen deutet die Terrasse als Schüttung gegen eine ausgedehnte Eismasse. Er berücksichtigt dabei nicht die auffällige Höhenlage der Terrassenfläche im Seespiegelniveau. Auch hebt seine Kartenskizze (Fig.6) die Terrassenränder zu stark hervor: es sieht so aus, als fiel die Terrasse zu den umgebenden Mooren mit einer Stufe ab. Im Text (S.53) ist allerdings davon die Rede, daß die Außenkante der Terrasse zum Moor hin mit dem Spaten zu verfolgen sei. Nach meinen Beobachtungen ist am Kleinen Karpfsee das Moor sogar über die Höhe der Schotterterrasse aufgewachsen. J.Gareis übersieht ferner die benachbarte Terrasse von Mürnsee-Kiensee, die er in seiner Kartenskizze als Grundmoräne darstellt.

Auf der Karpfseeterrasse führte J.Gareis Zurundungs- und Einregelungsmessungen durch (S.53 und Fig.13A VIII). Der von ihm beschriebene Aufschluß an der inneren Terrassenkante südöstlich des Großen Karpfsees existiert jedoch nicht mehr. Seine Messungen ergaben eine Transportrichtung der Schotter nach NO (50°). Ein Transport nach NW wäre aufgrund der Lage des Aufschlusses zum Reindlbach plausibler gewesen. Es kann jedoch angenommen werden, daß der Bach auf der von ihm aufgeschütteten Fläche pendelte und sich verästelte, was zu verschiedenen Einregelungsrichtungen führte.

Im Süden wird die Terrasse von einer echten, morphologisch hervortretenden Kante begrenzt. Sie verläuft südlich der Zufahrt nach Bocksberg. Eine weitere, ebenfalls nach Süden abfallende Kante zieht südwestlich von Letten quer über die Terrasse und teilt sie in zwei Stufen. Beide Kanten dürften vom Reindlbach geschaffen worden sein, der seinen Lauf nach Südwesten verlegte und schließlich nur noch über die Terrasse von Mürnsee-Kiensee abfloß.

4.2.5 Die Eiszerfallsablagerungen bei Untersteinbach und Unterenzenau

Zumindest teilweise von Schmelzwässern abgelagert wurden die unmittelbar am Alpenrand gelegenen Bildungen, die im folgenden behandelt werden.

An den Hängen des Blomberg-Massives finden sich Eisrandablagerungen in unterschiedlicher Höhenlage. Sie wurden zwischen dem Eisrand und den Berghängen sedimentiert. Ein Aufschluß in derartigen Sedimenten liegt südöstlich von Untersteinbach. Das Material in ihm hat teils moränenartige Beschaffenheit, teils hat es glazifluvialen Charakter. Die Ablagerungen zeigen toteisbedingte Nachsackungen sowie glazialtektonische Stauchungen, die auf ein leichtes Oszillieren des Eisrandes schließen lassen.

Zwischen Unterenzenau und Baumberg erstreckt sich von WSW nach ONO ein Rücken von 250 m Länge und 15 m Höhe, der außerordentlich steile Flanken besitzt. Ein nicht mehr sehr frischer Aufschluß enthält Schotter, die von Moränenmaterial überlagert sind. Die untere Aufschlußhälfte ist sehr verstürzt, so daß sich in den Schottern keine Einzelheiten erkennen lassen. Nach Auskunft eines Bauern ist ein Teil davon ausgewaschener Feinkies mit Schrägschichtung. Die Überlagerung der Schotter mit Moränenmaterial läßt darauf schließen, daß der Rücken subglazial entstand und damit ein Os darstellt.

4.3 Die Entwässerung im Tischberg-Gebiet

Im Tischberg-Gebiet erreicht das Tertiär (ungefaltete Vorlandmolasse) seine größte Höhenlage (696 m NN) innerhalb des Arbeitsgebietes. Der tertiäre Untergrund wurde hier an vielen Stellen vom Gletschereis freigelegt und ausgeschürft. Wo dies nicht der Fall war, ist er von würmeiszeitlichem Moränenmaterial bedeckt, vor allem von schluffreicher Grundmoräne (H.Jerz 1969, S.10). Vereinzelt finden sich auch kurze Endmoränenstücke. Die Unterscheidung zwischen Moränenrücken und erosiv herauspräparierten Rücken aus Molassematerial ist nicht immer leicht, da die Molasseaufragungen häufig eine Haube aus Moränenmaterial tragen (z.B. bei Wammetsberg). Zwischen den Aufragungen liegen glazial ausgeschürfte Wannen, die heute von Mooren ausgefüllt sind.

Der Tischberg teilte den Walchensee-Kochelsee-Eisstrom in den Starnberger- und den Wolfratshauser Teilgletscher. Die größten Höhen finden sich nahe dem Wolfratshauser Becken. Damit besitzen die nach Osten führenden Bäche steilere Längsgefälle und haben tiefere Einschnitte geschaffen als die nach Westen führenden. E.Wasmund (1929, S.620-621) sieht die Ursache für das asymmetrische Relief in der ungleichen Gesteinsverteilung: Am Ostabfall überwiegen weichere, widerstandslosere Flinzmergel und Flinzsande, was steilere Neigungen hervorruft, während im Westen harte und weiche Gesteine wechsellagern, was zu unruhigeren, aber flacheren Formen führt.

Eiszeitliche Entwässerungsrinnen sind zumindest im östlichen, steileren Teil des Tischberg-Gebietes, der dem Wolfratshauser Gletscherbereich zuzurechnen ist, nicht zu finden, da die postglaziale Erosion die eiszeitlichen Oberflächenformen weitgehend zerstörte. Die großen Höhenunterschiede und die wasserstauenden Molasseschichten begünstigten die Erosion. Es entstanden gewaltige Einschnitte, die mit steilem Längsgefälle zur Loisach führen: der Höllgraben bei Eurasburg (8,8 %), der Habichtgraben (3,1 %), der Kirchgraben (3,5 %) und der Graben südlich von Wammetsberg (3,4 %). In den steilwandigen Schluchten tritt an vielen Stellen das Tertiär in Form von Nagelfluh, Flinzsandstein und Flinzmergel zutage. Auch gegenwärtig erodieren die Gerinne kräftig. Der Reichtum dieses Gebietes an rezenten Bächen steht in klarem

Gegensatz zu den Verhältnissen auf dem nördlich anschließenden Münsinger Höhenrücken, wo das Tertiär tiefer liegt (H.Jerz 1969, S.28, 154-164, Aufschlußbohrungen der Stadtwerke München 1961-1965).

In den steilen Bacheinschnitten des Tischberggebietes konnte ich keine alten, würmeiszeitlichen Talbodenreste ermitteln. Falls solche vorhanden waren, so sind sie den Hangrutschungen an den von Quellwasser stark durchfeuchteten Talflanken zum Opfer gefallen.

4.4 Die spätglazialen Schmelzwasserbildungen zwischen dem Tischberg-Gebiet und dem Alpenrand bei Großweil

Das Landschaftsbild zwischen dem Tischberg-Gebiet und dem Alpenrand ist im wesentlichen von den Höhen der subalpinen Faltenmolasse geprägt. Eine Verwechslung mit Moränenhügeln ist leicht möglich, da die Molasserücken häufig einen Moränenschleier tragen. Die sog. Endmoräne von Nantesbuch (A.Rothpletz 1917, S.184, C.Troll 1925, S.287,291) besteht in Wirklichkeit zum größten Teil aus Molasse und in ihrem südöstlichen Abschnitt aus den eisüberschliffenen Rundhöckern von Karpfsee und Bocksberg (H.Jerz 1969, S.55, W.Stephan, noch unveröffentlichte Karte, J.Knauer 1944, S.180), deren Kern aus älteren, pleistozänen Ablagerungen aufgebaut ist. C.Troll (1925, S.291) glaubt, die "Nantesbucher Endmoräne" mit den Weilheimer und den Stephanskirchener Endmoränen gleichsetzen zu können. J.Knauer (1944, S.180-181) stellt erstmalig klar, daß die Teilstücke der "Nantesbucher Endmoräne" aus verschiedenalterigen Ablagerungen bestehen und daß somit keine Endmoräne eines Rückzugsstadiums vorliegt.

Südlich des Tischberges waren die Wolfratshauser- und die Starnberger Gletscherzunge nicht mehr getrennt. Über den Eiszerfall und die daraus resultierenden Formen im Übergangsbereich von der Zweigbecken- in die Stammbeckenzone liegen sorgfältige Bearbeitungen vor (A.Rothpletz 1917, C.Troll 1937, J.Bodechtel 1965, J.Gareis 1978), deren Ergebnisse ich nachfolgend zur Ergänzung der Formengestaltung im Bereich des Wolfratshauser Gletschers zusammenfasse.

Beim Rückzug des Eises in die Walchensee-Kochelsee-Furche wurden große Toteiskomplexe abgegliedert und umschottert. Südlich des Starnberger Sees entstanden die Eisrandterrassen des Osterseengebietes, die von A.Rothpletz (1917), erstmalig analysiert werden. Weitere Untersuchungen liegen vor von J.Bodechtel (1965), der das Teilgebiet um Iffeldorf aufgrund von Luftbildern interpretiert, und von J.Gareis (1978). Im Osterseengebiet wurden von der nach Süden zurückweichenden Eisstirn aus die Schotterterrassen von Seeshaupt, Staltach und Antdorf-Iffeldorf geschüttet (A.Rothpletz 1917, S.276-277), wobei Toteismassen als Widerlager für die Schüttung dienten.

Für den Bereich südlich der Osterseen zeigt C.Troll (1937), daß die Schmelzwässer des Loisachgletschers von Westen auf das Gebiet des Walchensee-Kochelsee-Gletschers vordrangen und dort ihre Schotterlast absetzten. C.Troll unterscheidet hier insgesamt vier Terrassenstufen, die von oben nach unten als Antdorf-Iffeldorfer Stufe, Penzberger Stufe (bzw. Stufe von Stern), Dürrnhausen-Sindelsdorfer Stufe (bzw. Bergwerksstufe), Großweil-Zeller Stufe und Kleinweiler Stufe bezeichnet werden (siehe Abb. 37 und 38).

Bereits die Antdorf-Iffeldorfer Stufe wurde von den Schmelzwässern des Loisachgletschers mitgestaltet, die aus dem Gebiet von Habach durch die Antdorfer Pforte nach Norden flossen. Die Pforte von Breinetsried, nördlich der Frauenrainer Molasserippe, war noch vom Eis des Penzberger Beckens erfüllt, so daß die Schmelzwässer nach Norden gegen Iffeldorf abflossen. Erst als sich der Walchensee-Kochelsee-Gletscher hinter die Frauenrainer Molasserippe in sein Kocheler Stammbecken zurückzog und damit die Pforte von Breinetsried freigab, bogen die Schmelzwässer nach Osten ins Penzberger Becken ab. Dabei entstand die Penzberger Stufe, welche die Antdorf-Iffeldorfer Stufe abschneidet. Gleichzeitig schmolz das Eis des Kochelseebeckens vom westlichen Beckenrand, dem Molassebogen des Königsberger Waldes, zurück. Dadurch entstand Platz für eine Einschüttung zwischen Eis und Beckenrand. Diese Eisrandschotter gehören zur Penzberger Stufe, die dem Osterseengebiet den Schmelzwasserzufluß entzog und den Absatz von Schottern dort zum Erliegen brachte. Als die Nordwestecke des Kochelseebeckens ein Stück weiter eisfrei wurde, entstand die tiefere Stufe von Dürrnhausen-Sindelsdorf. Dadurch fiel die Penzberger Stufe trocken. Den heutigen Abfall der Dürrnhausen-Sindelsdorfer Stufe zum Sindelsdorfer Bach erklärt C.Troll (1937, S.606) nicht mit der Erosion des Baches, sondern primär mit der Anlagerung der Stufe an Toteis. Der Nachtgraben, dessen Wasser an der Bildung der Antdorf-Iffeldorfer Stufe und der Penzberger Stufe beteiligt war, wurde zur Zeit der Dürrnhausen-Sindelsdorfer Stufe zentripetal zum Kochelseebecken umgelenkt. Er fließt heute mit dem Sindelbach vereint ins Kochelseebecken.



Abb. 2. Die jungelzeitlichen Schotterablagerungen und Randterrassen im Nordwesten des Kockelseebeckens.
 1. Andorf-Iffeldorfer Stufe; 2. Panrberger Stufe; 3. Dornhausen-Sindelsdorfer Stufe;
 4. Molasse- und Moränengelände. Die Pfeile deuten die Ablagerungsrichtung der Schotterterrassen an.

Abb.37

Die jungelzeitlichen Schotterablagerungen und Randterrassen im Nordwesten des Kockelseebeckens

aus C. Troll 1937, S.605, Abb.2

Eine weitere Terrassenfolge beschreibt C.Troll (1937, S.606-609) weiter südlich bei Großweil und Kleinweil, wo heute die Loisach ins Kochelseebecken eintritt. Diese Terrassenfolge entstand, als der Loisachgletscher hinter die Molasserippe von Murnau zurückgeschmolzen war und seine Schmelzwässer südlich dieser Rippe zum Kochelseebecken abfließen. Dies geschah nacheinander auf zwei verschiedenen Wegen: erstens durch das Trockental, das vom Schwaigangerer Zweigbecken des Loisachgletschers nach Großweil führt, zweitens durch das Loisachtal. Die G r o ß w e i l - Z e l l e r S t u f e und die B e r g w e r k s s t u f e am Rande des Kochelseebeckens verknüpfen sich durch das Trockental mit dem Zweigbecken von Schwaiganger. Die tiefere K l e i n - w e i l e r S t u f e verknüpft sich mit der Gruber Terrasse im Loisachtal und weiter durch das Schnaittenbachtal mit den Randterrassen am Ostermoos. Zur Zeit der Kleinweiler Stufe, als das Loisachtal entstand, war das Zweigbecken von Schwaiganger schon eisfrei. Sein Abfluß nach Großweil war damit versiegt.

Die Terrassen bei Großweil und Kleinweil werden heute von der Loisach zerschnitten. In wesentlich größerer Höhe liegt noch die S t u f e v o n S t e r n, die nach C.Troll (1937, S.308) als Eisrandterrasse an das Molassemassiv angelagert wurde und mit der Penzberger Stufe gleichzusetzen ist. Die oben genannte Bergwerksstufe wird mit der Dürrnhausen-Sindelsdorfer Stufe gleichgesetzt.

H.Frank (1967, S.27) erwähnt noch höher gelegene Schottervorkommen in 780-790 m NN im Raspenholz und deutet sie als mögliche Eisrandschotter eines Rückzugsstadiums. Weitere Hinweise auf die Terrassen bei Großweil und Kleinweil finden sich bei W.Zeil (1954, S.71-72) und bei G.Müller-Deile (1940, S.89, 93-94), der die Aussagen C.Trolls bezweifelt und die Terrassen nicht dem Spätglazial, sondern der postglazialen Loisach zuschreibt.

Das Eindringen von schotterbeladenen Schmelzwässern des Loisachgletschers in das Gebiet des Walchensee-Kochelsee-Gletschers dürfte verschiedene Ursachen haben. Zum einen ist anzunehmen, daß das Eis im Kochelseebecken sehr bald bewegungslos wurde und zu einem großen Toteiskuchen erstarrte, da die Eiszufuhr über den Kesselbergpaß aufhörte (vgl. C.Troll 1937, S.610, J.Gareis 1978,

S.43). Der Loisachgletscher hingegen floß ungehindert durch das Loisachtal ins Murnauer Becken. Dadurch, daß der Toteiskuchen im Kochelseebecken immer mehr zusammenschmolz, konnten die Schmelzwässer des Loisachgletschers nach Osten vordringen. Die oben beschriebenen ostwärts gerichteten Bahnen wurden dabei zeitlich nacheinander benutzt, und zwar von Norden nach Süden fortschreitend. Nur das Loisachtal nach Kleinweil stellt eine Ausnahme dar: Es wurde benutzt, als der weiter südlich gelegene Abfluß des Schwaiganger Zweigbeckens schon trockengefallen war.

Das Vordringen der Schmelzwässer des Loisachgletschers auf das Gebiet des Walchensee-Kochelsee-Gletschers wurde durch die gegenüber dem Murnauer Becken tiefere Lage des Kochelseebeckens gefördert. Begünstigend wirkte auch die Kammerung des Reliefs in Molasserippen und dazwischenliegende Schichtmulden, die von Westen nach Osten verlaufen.

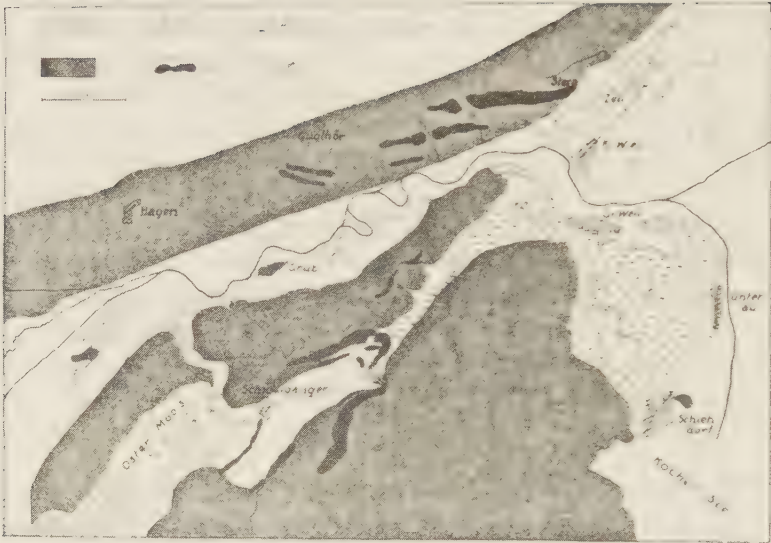


Abb.3. Die jungeszeitlichen Randterrassen zwischen Kochelsee und Murnauer Moos (an Abb.2 südwärts anschließend). 1. Penzberger Stufe; 2. Bergwerkstufe (entsprechend Dürnhäusen-Sindelsdorfer Stufe); 3. Großweil-Zeller Stufe; 4. Kleinweiler Stufe (nach rückwärts gegen das Murnauer Becken in zwei Teilstufen gespalten); 5. ältere Sockel (von Kalkgebirge, Molasse, Interglazialbildungen und Moränen); 6. würmzeitliche Rückzugsmoränen; 7. junge Schwemmkegel.

Abb.38

Die jungeszeitlichen Randterrassen zwischen Kochelsee
und Murnauer Moos

aus C. Troll 1937, S.607, Abb.3

4.5 Zusammenfassung von Kapitel 4

Im zentralen Beckenbereich wurden zunächst die Drumlingebiete von Herrnhausen und Königsdorf eisfrei, wobei an ihren Rändern Moränen abgelagert wurden. Am Ostrand des Herrnhauser Drumlingebietes läßt sich entlang den Moränen eine periphere Entwässerungsrinnen verfolgen, in die Mooregebiete eingeschaltet sind. Die Moore deuten auf ehemalige Schmelzwasserseen und Toteisklötze hin. An zwei Stellen knickt die heutige Entwässerung zentripetal zur Loisach hin ab. In einem Fall kann die Umlenkung in die Zeit datiert werden, als die Isar ihre spätglazialen Deltaschotter im Wolfratshauser See absetzte. Das Oberflächengefälle des Deltas zwang den aus dem Herrnhauser Drumlinfeld austretenden Bach, nach Westen abzubiegen. Im anderen Fall muß die Umlenkung eingetreten sein, als die Loisach den Durchbruch bei Beuerberg schuf, da der Bach in die Durchbruchsstrecke einmündet. Im Königsdorfer Drumlinfeld sind zwei kleine, trockenliegende Rinnen zu finden, die in die umliegenden Mooregebiete führen. Sie sind entweder als Schmelzwasserrinnen oder als periglaziale Rinnen zu deuten. Die Ränder des Königsdorfer Drumlinfeldes sind von einer Vielzahl postglazialer, heute noch wasserführender Rinnen zerkerbt. Die Entwässerung der heute von Mooren ausgefüllten Beckenregionen zur Isar und zur Loisach entwickelte sich naturgemäß erst, nachdem der Rottacher und der Wolfratshauser See entleert waren.

Am Fuße des dem Alpenrand vorgelagerten Buchberg-Molasserückens breitet sich eine unübersichtliche Eiszerfallslandschaft aus. Es läßt sich ein schmales Zungenbecken erkennen, das im Text als Oberbuchener Becken bezeichnet wird. Die Schmelzwässer der Oberbuchener Eiszunge benutzten zwei zentrifugale Abflußwege, die nacheinander inaktiv wurden: die Rinne bei Spiegel und die tieferliegende Unterbuchener Terrasse. Beide Abflußwege mündeten in den Rottacher See. Die Unterbuchener Terrasse wurde gegen seitliche Eisränder und auf Toteisklötze geschüttet. Da die Oberbuchener Eiszunge am Eingang in das Zungenbecken die Buchberg-Molasse-rippe überfloß, trat beim Dünnerwerden des Eisstromes ein starker Eiszerfall im Zungenbecken ein, wie die zahlreichen Kamesbildungen belegen. Nachdem das Becken eisfrei geworden war, entwickelte sich der zentripetal nach Westen gerichtete Heubach (Reindlbach), der in den Wolfratshauser See mündete. An seiner

Mündung schüttete er im Seespiegelniveau die Schotterterrassen von Karpfsee und Murnsee-Kiensee auf. Als der Seespiegel absank, zerschnitt er sie. Heute mündet der Bach in die Loisach, die das ehemalige Seebecken durchzieht.

An der Westflanke des Wolfratshauser Gletschers, im Tischberg-Gebiet, können keine eiszeitlichen Entwässerungsspuren festgestellt werden, da der wasserstauende Tertiär-Untergrund in Verbindung mit steilen Gefällen eine starke postglaziale Zerschneidung ermöglichte, die das Relief in großem Ausmaß umgestaltete.

Nach dem Rückschmelzen des Eises südlich vom Tischberg war die Trennung zwischen der Wolfratshauser und der Starnberger Gletscherzunge aufgehoben. Eine gemeinsame Nantesbucher Endmoräne, wie sie in der älteren Literatur beschrieben wird, existiert nicht. Die Hügel sind teils aus Tertiär, teils aus älteren quartären Schottern aufgebaut. Die Schmelzwasserbildungen, die während des Rückschmelzens des Eises in die Walchensee-Kochelsee-Furche entstanden, werden von A.Rothpletz (1917) und C.Troll (1937) beschrieben. A.Rothpletz untersucht die Eiszerfallslandschaft der Osterseen mit ihren Eisrandterrassen. C.Troll kartiert verschiedene Terrassensysteme bei Antdorf, Breinetsried, Sindelsdorf und Großweil, die ein Eindringen der Schmelzwässer des westlich gelegenen Loisach-Ammersee-Gletschers in das Penzberger und das Kocheler Becken belegen.

SYNTHESE

ZUSAMMENFASSUNG

LITERATURVERZEICHNIS

KARTENVERZEICHNIS

LEBENS LAUF

5. VERSUCH EINER SYNTHESE DER ENTWICKLUNG DES GEWÄSSERNETZES IM BEREICH DES WOLFRATSHAUSER GLETSCHERS SEIT DEM HOCH- GLAZIAL

Nachdem Einzelformen und ihre Entwicklung in Teilbereichen dargestellt wurden, soll nunmehr versucht werden, die Gesamtentwicklung des Gewässernetzes im Bereich des Wolfratshauser Gletschers in eine Synthese zu bringen. Es muß darauf hingewiesen werden, daß in vielen Fällen die vorgenommene Parallelisierung der Entwässerungsbahnen nur auf Vermutungen beruht, da eindeutige Anhaltspunkte zum Teil fehlen. Dies gilt besonders für die zeitliche Gleichsetzung von Entwässerungsbahnen im westlichen mit solchen im östlichen Bereich des Wolfratshauser Gletschers. Auch die Verknüpfung von Flußterrassen mit Moränen über hypothetische Seespiegelstände ist nicht abgesichert. Schwierigkeiten ergeben sich auch durch den nach Süden zunehmenden Anteil des Toteises. Häufig sind hier nur noch Teilterrassen vorhanden, die nicht mehr miteinander verknüpfbar sind. Die folgenden Ausführungen werden durch Tafel 7 veranschaulicht.

Am besten gelingt die Parallelisierung der Entwässerungsrinnen im Bereich der beiden äußeren Endmoränen, d.h. für die Hohenschäftlarn/Dinghartinger- und die Ebenhausen-Beigartener Phase.

Phase 1:

Während der Hohenschäftlarn-Dinghartinger Phase erfolgte der Abfluß in zentrifugaler Richtung durch die rißeiszeitlichen Ablagerungen hindurch in den Bereich der Münchener Ebene. Zu dieser Phase zählen im Westen das Wangener Tal mit den Niveaus 1 und 2, das Neufahrner- und das Ferchaer Tal mit dem Schotterfeld, in das sie eingeschnitten sind (Kapitel 2.2), das Baierbrunner Tal oberhalb seiner Versteilung, einzelne Terrassen bei Baierbrunn und die Hauptniederterrasse entlang der Isar, die jedoch gleichermaßen zur Ebenhausen-Beigartener Phase gerechnet werden kann (Kapitel 2.3.2). Östlich der Isar gehören dazu die Hauptniederterrasse, das Schotterfeld bei Großdingharting und Straßlach (Kapitel 2.3.2), die Hauptniederterrasse am Gleißen- bzw. Hachinger Tal (Kapitel 2.4.2) und die Durchbruchstäler durch die rißeiszeitlichen Ablagerungen zwischen dem Gleißental und dem Teufelsgraben (Kapitel 2.1.2). An Durchbruchstälern gibt es die beiden Rinnen westlich bzw. östlich von Oberbiberg sowie die

Rinnen von Endlhausen nach Altkirchen, von Geilertshausen nach Großeichenhausen, von Neukolbing nach Sauerlach und von Linden über Steingau nach Wettlkam. Hinzu kommen die Schotterfelder bei Linden, Lochen und Dietenhausen, die sich zur letztgenannten Rinne vereinigen. Auch die höheren Terrassen der in den Teufelsgraben mündenden Rinne von Reith gehören zur Hohenschäftlarn-Dinghartinger Phase (Kapitel 2.5.1). Im Bereich des Teufelsgrabens, wo sich die Schmelzwässer des Wolfratshauser Gletschers mit denen des Tölzer Gletschers vereinigten, sind die Übergangskegel im Rieder Holz, das Kerntal, die Rinne von Buch und die Hauptniederterrasse östlich von Otterfing zu nennen (Kapitel 2.5.1).

Phase 2:

Während der Ebenhausen-Beigartener Phase erfolgte die Entwässerung peripher zwischen den beiden Moränen und schwenkte jeweils an Durchlässen in der Hohenschäftlarn-Dinghartinger Moräne in die zentrifugale Richtung um. Ein Teil der zentrifugalen Rinnen aus der Hohenschäftlarn-Dinghartinger Phase wurde damit weiter von Schmelzwasser durchflossen, was nicht in jedem Fall eine erneute Einschneidung nach sich zog. Unter den peripheren Rinnen sind vor allem zu nennen die Wangener Umfließungsrinne (Kapitel 2.2.4), die Hohenschäftlarn-Umfließungsrinne (Kapitel 2.2.1 und 2.3.2) und die Umfließungsrinne zwischen Groß- und Kleindingharting (Kapitel 2.3.2). Hinzu kommen die kleineren peripheren Rinnen im Bereich zwischen dem Gleißental und dem Teufelsgraben (Kapitel 2.1.1). An der Isar gehört, wie oben ausgeführt, die Hauptniederterrasse zur Ebenhausen/Beigartener- ebenso wie zur Hohenschäftlarn-Dinghartinger Phase. Dasselbe trifft zu für folgende zentrifugale Rinnen: die von Ebertshausen nach Jettenhausen (Kapitel 2.1.2 und 2.4.2), die östlich von Oberbiberg, die von Geilertshausen nach Großeichenhausen, die von Neukolbing nach Sauerlach, das Schotterfeld nördlich von Linden und die Rinne von Linden nach Steingau und Wettlkam (Kapitel 2.1.2). Schließlich muß noch der Talboden der Rinne von Reith genannt werden, der auf das Niveau 3 des Teufelsgrabens mündet (Kapitel 2.5.1). Das Niveau 3 entstand lange vor der Umlenkung der Mangfall zur Zeit, als das Grub-Harthauser Tal noch in Betrieb war (Kapitel 2.5.2). Talaufwärts läßt sich Niveau 3 in den nördlichen Arm der Piesenkamer Umfließungsrinne (Tölzer Gletscher) hineinverfolgen (Kapitel 2.5.1). Als das Eis von der Ebenhausen-Beigartener Eis-

randlage zurückschmolz, fiel die Rinne von Reith trocken. Der Teufelsgraben hingegen führte weiter Schmelzwasser und tiefte sich zunehmend ein. Eine weitere Parallelisierung der Rückentwicklung des Wolfratshauser- und des Tölzer Gletschers ist deshalb nicht möglich.

Die Parallelisierung der Entwässerungsbahnen am Innensaum des äußeren Endmoränengürtels ist etwas schwierig, da östlich der Isar die Endmoränen nicht klar verfolgbar und die Schmelzwasserabflußwege stark aufgefächert sind.

Phase 3:

Während der Icking-Dietramszeller Phase entstanden in den nördlichen Teilen der Zungenbecken, soweit sie bereits eisfrei waren, Seen wie der frühe Wolfratshauser- und der Deininger See. Die Zahl der zentrifugalen Rinnen verringerte sich auf zwei. Nur noch das Isartal und das Gleißental führten die Schmelzwässer aus diesen Seen nach außen ab.

Im Westen, im Grenzbereich zum Starnberger Gletscher, entstand neben der Schotterflur am Bachhauser Filz der Bachhauser See (Kapitel 3.1.2 und 3.1.3) mit seinem peripheren Abfluß zum nördlichen Starnberger Zungenbecken. Von dort aus gelangten die Schmelzwässer durch das zentrifugale Würmtal ins Gletschervorfeld. Die Schmelzwässer des Wolfratshauser Gletschers benutzten also Abflußwege des Starnberger Gletschers mit.

An der Isar läßt sich das Grünwald-Schwanecker Niveau über einen hypothetischen Seespiegel des nördlichen Wolfratshauser Sees (635 m NN) mit der Ickinger Moräne in Zusammenhang bringen (Kapitel 2.3.6). Periphere Rinnen der Icking-Dietramszeller Phase, die zum Wolfratshausen-Schäftlarnner Zweigbecken führen, sind nicht vorhanden. Abflußwege dieser Phase mündeten jedoch ins Egling-Deininger Zweigbecken: eine Rinne aus dem Gebiet des Neufahrner Spornes (Kapitel 3.3.3) und die Aufhofener Stufe des Reichertshauser Tales (Kapitel 3.2.2). Zur Zeit dieser Stufe lag der Eisrand noch unmittelbar am Westrand des Reichertshauser Tales.

Phase 4:

Als das Eis weiter zurückschmolz und eine vierte Randlage, die Dorfener Stillstands- und Moränenlage, einnahm, wurden wiederum neue Abflußwege geschaffen. Auf dem Münsinger Höhenrücken fiel die Schotterflur am Bachhauser Filz trocken und der Abflußweg zwischen Degernsdorf und Münsing bildete sich heraus. Seine Fortsetzung zog westlich an der Schotterflur vorbei, durch den Bachhauser See hindurch und durch die periphere Rinne der Phase 3 zum Nordteil des Starnberger Beckens (Kapitel 3.1.4).

Zum Wolfratshausen-Schäftlarnner Zweigbecken entwickelte sich, entlang der Dorfener Moräne, die periphere Schleierloher Rinne (Kapitel 3.1.6). Sie kann mit zwei peripheren Rinnen auf dem Neufahrner Sporn parallelisiert werden, von denen die eine ebenfalls ins Wolfratshausen/Schäftlarnner-, die andere ins Egling-Deininger Zweigbecken mündet (Kapitel 3.3.3). Das Giesing-Ludwigshöher Niveau an der Isar kann man über einen gegenüber der Phase 3 etwas abgesunkenen hypothetischen Wasserspiegel des Wolfratshauser Sees (625 m NN) mit der Dorfener Moräne verknüpfen. Am Gleißental gehört eventuell die Terrasse zwischen Ober- und Unterhaching der vierten Phase an (Kapitel 2.4.3).

Am peripheren Reichertshauser Tal untergliedert sich die vierte Phase in drei Teilphasen. In der ersten entstand die Oehnböcker Stufe, in der zweiten die Dettenhauser Stufe und in der dritten die Eglinger Schwelle.

Phase 4 a:

Die Oehnböcker- hat denselben Verlauf wie die Dettenhauser Stufe, liegt jedoch etwas höher und stand einstmals mit der peripheren Feldkirchener Schotterflur und damit mit dem Harmatinger Zweigbecken in Zusammenhang (Kapitel 3.2.3 und 3.3.1). Der obere Abschnitt des Reichertshauser Tales erhielt zur Zeit der Oehnböcker Stufe seitliche Zuflüsse von dem Eisrand, der nach Westen in den Bereich des Peretshofener Spornes zurückgewichen war. Daneben wurde er von der Bairawies-Dietramszeller Gletscherzunge mit Schmelzwasser versorgt (Kapitel 3.2.1 und 3.2.6).

Phase 4 b:

Zur Zeit der tieferen Dettenhauser Stufe erreichten die Schmelzwässer der Feldkirchener Schotterflur das Reichertshauser Tal nicht mehr, da sie nach Westen in das eisfrei gewordene Mooshamer Becken abbogen (Kapitel 3.2.3, 3.2.4 und 3.3.1). Auch die seitlichen Zuflüsse des Reichertshauser Tales aus dem Bereich des Peretshofener Spornes dürften in dieser Phase schon versiegt gewesen sein, so daß das Tal nur noch von der Bairawies-Dietramszeller Gletscherzunge gespeist wurde.

Phase 4 c:

Als diese Gletscherzunge zurückschmolz, entstand zwischen ihr und dem Bockenrand ein Schmelzwassersee, der zwei Überlaufstellen zum Reichertshauser Tal hatte (Kapitel 3.2.6 und 3.4.2). Die aus dem See ablaufenden Schmelzwässer schütteten zusammen mit denen der Eglinger Gletscherzunge die Eglinger Schwelle auf (Kapitel 3.2.5). Mit ihr kann der Boden des Gleißentales zeitlich verknüpft werden, da nach ihrer Schüttung keine Schmelzwässer mehr den Deininger See und das Gleißental erreichten (Kapitel 2.4.1, 2.4.3 und 3.2.5).

Zu dieser Phase und zu der im folgenden behandelten fünften Phase sind die Kamesbildungen im Bairawies-Dietramszeller- und im Habichauer Zweigbecken zu rechnen, die in wassererfüllten Zwischenräumen des zerfallenden Eises abgelagert wurden.

Phase 5:

Als das Eis immer weiter aus den Zweigbecken zurückschmolz und sich die Schmelzwasserseen ständig vergrößerten, gewann die zentripetale Entwässerung steigende Bedeutung. An den Rändern der Seebecken entstanden überall zentripetale, in die Seen mündende Bachläufe. In dieser fünften Phase bog auch der Reichertshauser Fluß nach Süden um. Vermutlich wurde die zentripetale Eglinger Stufe von Niederschlagswasser und nicht mehr von Schmelzwässern geschaffen, da der Seespiegel des Schmelzwassersees im Bairawies-Dietramszeller Zweigbecken unter die Höhe der Überlaufstellen zum Reichertshauser Tal abgesunken war (Kapitel 3.2.5 und 3.2.6).

Im Innern des Wolfratshauser Beckens nahm die Eismächtigkeit so stark ab, daß die Drumlingebiete von Herrnhausen und Königsdorf aus dem Eis auftauchten. Es entwickelte sich der periphere Schmelzwasserabflußweg am Ostrand des Herrnhauser Drumlinfeldes, zwischen dem Eis, das randliche Moränen ablagerte, und dem Drumlinfeld (Kapitel 4.1).

Phase 6 und 6 a:

Mit fortschreitendem Zurückschmelzen und Niedertauen des Eises weitete sich der Wolfratshauser See mit einer Seespiegelhöhe von ca. 600 m NN nach Süden aus. Südöstlich des Königsdorfer Drumlinfeldes entstand der ca. 30 m höhere Rottacher See. Kurz vor dem Rückschmelzen des Eises in das Kocheler Stammbecken kam es nochmals zu einem Gletscherhalt, vielleicht sogar zu einem kleinen Vorstoß. Dabei wurde das undeutlich ausgeprägte Oberbuchener Zungenbecken geschaffen, das sich nördlich an den Buchberg-Molassezug legt. Es besaß zwei zentrifugale Abflußwege zum Rottacher See: die Rinne bei Spiegel und die Unterbuchener Schotterterrasse (Kapitel 4.2.1). Sie fielen nacheinander trocken, als die Mächtigkeit der Oberbuchener Gletscherzunge abnahm. Im Zungenbecken trat ein starker Eiszerfall ein, da die Molasserippe die Eiszufuhr behinderte (Kapitel 4.2.2). Anschließend bildete sich eine zentripetale Entwässerung zum Wolfratshauser See heraus (Phase 6a). Dabei wurden die Schotterterrassen von Mürrsee-Kiensee und Karpfsee geschüttet (Kapitel 4.2.3 und 4.2.4). Die Unterbuchener Schotterterrasse kann man ungefähr mit den Terrassen des Osterseengebietes und den Weilheimer Moränen parallelisieren (C.Troll 1925, S. 287; 1936, S.36), die ebenfalls am Übergang der Zweigbeckenzone zur Stammbeckenzone liegen.

Phase 7:

Die Phase, in der sich das heutige Gewässernetz in seinen Grundzügen ausformte, ist durch die Entleerung der spätglazialen Seen gekennzeichnet. Der Tölzer See ergoß sich in den Rottacher See und dieser wiederum in den Wolfratshauser See. Dadurch schnitt sich der Abfluß des Wolfratshauser Sees, das Isartal, tiefer ein, so daß der Wolfratshauser See ablief. Im Westen entwickelte sich der Lauf der Loisach zum Kochelseebecken (Kapitel 4.4) und weiter zum Wolfratshauser See. Die Loisach trug ebenfalls zur Entleerung des Sees bei. Der Wolfratshauser See lief also leer, weil sich aus den zwei benachbarten Gebieten des Tölzer Gletschers und des

Loisach-Ammersee-Gletschers große Wassermassen in ihn ergossen. Die Wassermassen setzten Schotter auf den Seetonen ab. Auf den ehemaligen Seeböden bildeten sich der Isar- und der Loisachlauf aus. Die zentripetalen Bäche, die zuvor in die Seen gemündet waren, flossen nun über die ehemaligen Seeböden hinweg der Isar und der Loisach zu. Damit formte sich das heutige, verästelte hydrographische Netz. Die Loisach mündet heute bei Wolfratshausen in die Isar, die den einzigen zentrifugalen Abfluß des ehemaligen Gletscherbeckens darstellt.

In dieser Phase der Seenentleerung entstand die Münchener Altstadtterrasse (Kapitel 2.3.5), deren Verlängerung nach Süden weit unterhalb des ehemaligen Seespiegels von 600 m NN am Beckenrand ansetzt. Die Seenentleerung und die Bildung der Altstadtterrasse fanden noch vor dem Alleröd statt (Kapitel 2.3.5). Die tiefste Terrasse an der Isar, die Hirschauer Terrasse, gehört dem Holozän an (Kapitel 2.3.1).

Das Seenstadium stellt damit eine große Zäsur in der Entwicklung der Entwässerung im Bereich des Wolfratshauser Gletschers dar: In dieser Zeit wandte sich die Entwässerung in die zentripetale Richtung. Solange nur die äußeren Teile der Zweigbecken von Seen erfüllt waren, gab es noch periphere Schmelzwasserrinnen, die in diese Seen (nördlicher Wolfratshauser See, Deininger See) mündeten. Von den Seen flossen die Schmelzwässer dann zentrifugal durch das Isar- und das Gleißental ab. Die Seespiegelstände lagen in dieser frühen Seephase noch relativ hoch. Als mit dem Rückschmelzen des Eises sich der Wolfratshauser See und der Rottacher See ständig weiter ausdehnten, bog überall an den Beckenrändern die Entwässerung in die zentripetale Richtung um. Das Isartal war der einzige noch bestehende zentrifugale Abfluß des ganzen Gebietes. Der Seespiegel des Wolfratshauser Sees lag nur noch in 600 m NN, der des Rottacher Sees in ca. 635 m NN. Am Ende des Seenstadiums bildete sich auf den Seeböden das heutige Gewässernetz heraus, dessen Hauptsammelader die Isar ist. Das Seenstadium steht also zwischen dem heute weitgehend trockenliegenden zentrifugalen und peripheren System von Schmelzwasserrinnen und dem heutigen zentripetalen Entwässerungsnetz, das nur in der Isar einen zentrifugalen Abfluß besitzt.

6. ZUSAMMENFASSUNG

In den Jahren 1979 und 1980 wurden im Bereich des Isar-Loisach-Vorlandgletschers, speziell im Gebiet des Wolfratshauser Teilgletschers und in seinem Vorfeld glazialmorphologische Untersuchungen durchgeführt. Dabei sollte die Entwicklung des Entwässerungssystems seit dem Würmhochglazial verfolgt werden. Folgende Hauptergebnisse lassen sich festhalten:

1. Es gibt keinen absolut gültigen Regelmechanismus, nach dem die Schmelzwässer der zweiten Eisrandlage die Schotterfelder der ersten Eisrandlage zerschnitten. Teils erfolgte überhaupt keine Zerschneidung. Umgekehrt wurden manche Schotterfelder der ersten Eisrandlage von den Schmelzwässern derselben Eisrandlage zerschnitten, wobei in einigen Fällen diese Zerschneidung phasenhaft vor sich ging - möglicherweise von Akkumulation unterbrochen - und zu einer Terrassierung der Talflanken führte. Verschiedene lokale Faktoren spielen hier eine Rolle.
2. Die Terrassen entlang der Isar lassen sich nur schwer mit Endmoränen verknüpfen, da ein direkter Anschluß fehlt. Bezüglich der Hauptniederterrasse wird eine Verknüpfung mit der ersten und zweiten Endmoräne vertreten. Das Grünwald-Schwanecker Niveau wird mit der dritten Endmoräne in Zusammenhang gebracht, wofür ein entsprechend hoher Seespiegel des Wolfratshauser Sees postuliert wird. Der See bildete sich zwischen dem äußeren Endmoränengürtel und dem zurückschmelzenden Eis. Das Giesing-Ludwigshöher Niveau wird über einen etwas tieferen Seespiegelstand mit der vierten Endmoräne verknüpft. Die Altstadtterrasse wird zwischen den Beginn des Eisrückzuges in die Alpentäler und das Alleröd datiert, als der Wolfratshauser See nach vorliegenden Beobachtungen auslief.
3. Am Gleißental können Terrassen und Endmoränen nicht verknüpft werden, da sich die Terrassen nicht klar genug in durchlaufende Niveaus gliedern. Nur die Hauptniederterrasse läßt sich mit der ersten Endmoräne verbinden. Der Boden des Gleißentales ist älter als die Altstadtterrasse an der Isar. Er entstand, als das Gleißental vom peripheren Reichertshauser Tal ge-

speist wurde. Der zwischengeschaltete Deininger See wird von mir durch erbohrte Seetone nachgewiesen.

4. Über eine in den Teufelsgraben mündende Rinne kann der Wolfratshauser- mit dem Tölzer Gletscher verknüpft werden. Anhand der Terrassen wird der Rand der Tölzer Gletscherzunge für die Zeit lokalisiert, als der Wolfratshauser Gletscher seine zweite Eisrandlage verließ. Durch die Verfolgung der Terrassen bis zum Mangfallknie wird eine Verknüpfung von Wolfratshauser Gletscher und Inngletscher möglich. Es wird deutlich, daß der Inngletscher später von seiner zweiten Eisrandlage zurückschmolz.
5. Nach dem Rückschmelzen des Eises aus dem äußeren Endmoränenbereich kam es zur Bildung von Schmelzwasserseen und zur Entstehung von Eiszerfallslandschaften.
6. Im Verzahnungsbereich mit dem Starnberger Gletscher entstand der ehemalige Bachhauser See, dessen Seespiegelhöhe rekonstruiert werden kann, und eine ausgedehnte Eiszerfallslandschaft, die von den Schmelzwässern des Starnberger- wie auch des Wolfratshauser Gletschers gestaltet wurde. Die Schmelzwässer speisten den Bachhauser See und flossen dann peripher zum Nordteil des Starnberger Zungenbeckens und weiter zentrifugal durch das Würmtal ab.
7. Im östlichen Teilbereich des Wolfratshauser Gletschers wird am peripheren Reichertshauser Tal eine Folge von Terrassenstufen bzw. alten Talböden ausgegliedert und mit verschiedenen Eisrandlagen in Verbindung gebracht, die den jeweiligen Verlauf bedingten. Das Umschwenken aus der peripheren in die zentripetale Richtung läßt sich hier gut verfolgen.
8. Durch erbohrte Seetone wird nachgewiesen, daß der Schmelzwassersee im Bairawies-Dietramszeller Zweigbecken zeitweise einen so hohen Spiegel hatte, daß ein Überlauf ins Reichertshauser Tal stattfand. Die Schmelzwässer der Bairawies-Dietramszeller Gletscherzunge erreichten also das Reichertshauser Tal auch noch, als das Eis vom Beckenrand zurückschmolz.

9. Im Bairawies-Dietramszeller- und im benachbarten Habichauer Zweigbecken kam es nicht nur zur Seebildung, sondern auch zu einem Eiszerfall, bei dem die verschiedensten Kamesformen entstanden.
10. Während der Seephase bog die Entwässerung in zentripetale Richtung um. Die einzelnen Zweigbeckenseen wuchsen bei fortschreitendem Rückschmelzen des Eises zum großen Wolfratshausener See und zum Rottacher See zusammen. Nach der Entleerung dieser Seen durch die Entwicklung des Isar- und des Loisachflußlaufes verlängerten sich die zentripetalen Bachläufe über die ehemaligen Seeböden hin zur Isar und Loisach. Die Seephase markiert eine Zäsur in der Entwicklung der Entwässerung, da sich das heute noch bestehende Gewässernetz erst am Ende dieser Phase herausbildete.
11. Im inneren Beckenbereich und zum Alpenrand hin werden die eiszeitlichen Entwässerungsspuren immer weniger deutlich. Am Westrande des Herrnhauser Drumlinfeldes wird ein peripherer Abflußweg mit zwei zentripetalen Abzweigungen ausgedehnt.
12. In unmittelbarer Nähe des Alpenrandes wird ein schmales Zungenbecken ausgegliedert, von dem aus die Unterbuchener Schotterterrasse über Toteis und gegen Eisränder geschützt wurde. In seinem Inneren kam es zu intensivem Eiszerfall, da eine Molasserippe die Eiszufuhr behinderte. Zahlreiche Eiszerfallsablagerungen zeugen davon. Schließlich bildete sich eine zentripetale Entwässerung zum Wolfratshausener See heraus.
13. Im Tischberg-Gebiet wurden eventuell einst vorhandene eiszeitliche Entwässerungsspuren von der postglazialen Bacherosion verwischt, die bis heute durch das wasserstauende Tertiär begünstigt wird.

14. Nach dem Rückschmelzen des Eises hinter den Tischberg war die Trennung des Walchensee-Kochelsee-Eisstromes in eine Wolfratshauser- und eine Starnberger Gletscherzunge aufgehoben. Das weitere Rückschmelzen des Eises bis zu den Alpen, bei dem Schmelzwasser des benachbarten Loisach-Ammersee-Gletschers von Westen her eindringen und Schotter ins Penzberger und ins Kocheler Becken schütteten, wird von C.Troll (1937) behandelt, so daß hierüber keine eigenen Untersuchungen mehr gemacht wurden.

LITERATURVERZEICHNIS

- AIGNER, D.: Das Tölzer Diluvium, Mitt.Geogr.Ges.München 5, München 1910,
S. 1-159
- Das Murnauer Diluvium, Mitt.Geogr.Ges.München 8, München 1913,
S. 77-177
- Das Tölzer Diluvium und die Glazialbildungen zwischen Tölz
und Holzkirchen, Mitt.Geogr.Ges.München 8, München 1914,
S. 491-511
- AMMON, L.v.: Die Gegend von München geologisch geschildert, Festschrift
der Geogr.Ges.München zu ihrem 25-jährigen Bestehen,
München 1894
- BAYBERGER, E.: Einiges zur Entstehungs-und Entwicklungsgeschichte der
Flüsse von Südbayern, Zeitschr.f.Realschulwesen 3/4, 1912
- BODECHTEL, J.: Die südlichen Osterseen bei Iffeldorf in Oberbayern,
Luftbildinterpretation einer Jungglaziallandschaft,
Erdkunde 19, Bonn 1965, S. 150-155
- BRUNNACKER, K.: Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in
Bayern, Geol.Bav. 34, München 1957
- Erläuterungen zur Geol.Karte von Bayern 1:25 000,
Blatt 7636 Freising Süd, München 1959 a
- Zur Kenntnis des Spät-und Postglazials in Bayern,
Geol.Bav. 43, München 1959 b, S. 74-150
- Erläuterungen zur Geol.Karte von Bayern 1:25 000, Blatt 7736,
Ismaning, München 1964
- CHARLESWORTH, J.K.: The Quaternary Era, London 1957
- DIEZ, Th.: Die würm-und postwürmglazialen Terrassen des Lech und ihre
Bodenbildungen, Eiszeitalter und Gegenwart 19, Hannover 1968,
S. 102-128
- EBERS, E.: Die bisherigen Ergebnisse der Drumlinforschung, N.Jahrb. Min.
u. Petr., Beil. Bd. 53, Abt.B, Stuttgart, 1926, S. 153-170
- Das Eberfinger Drumlinfeld, Geogn. Jahresh. 39, München 1926,
S. 47-86
- Wanderungen im Isargletschergebiet, Das Gleißental - ein
Denkmal der Erdgeschichte, Münchener Neueste Nachrichten,
23.4.1931
- Die Eiszeit im Landschaftsbild des bayerischen Alpenvorlandes,
München 1934
- Zur Entstehung der Drumlins als Stromlinienkörper, Zehn weitere
Jahre Drumlinforschung, N.Jahrb. Min. u. Petr., Beil. Bd. 78,
Abt. B, Stuttgart 1937, S.200-240
- Eiszeitliches Wander-und Wunderbüchlein für das bayerische
Alpenvorland, München 1959

- EMBLETON, Cl. KING, C.: Glacial and Periglacial Geomorphology, Edinburgh 1968
- FEHN, H.: Die Isar von der Quelle bis zur Mündung, Bayernland 64, H.11/12, München 1962, S.341-552
- Topographischer Atlas von Bayern, München 1968, Karten 110, 111, 119, 120, 122, 123, 127
- FEICHTMAIER, O.: Erläuterungen zur Geol.Ausgabe der Karte des Deutschen REICHES, Cl. Reiches 1: 100 000, Blatt 638 München, München 1921
- FEICHTMAIER, O., LEBLING, Cl., WEITHOFER, K.: Erläuterungen zur Geol. Ausgabe der Karte des Deutschen Reiches 1: 100 000, Blatt 651 Tölz, München 1923
- FEULNER, M.: Terrassenuntersuchungen auf der Münchener Niederterrasse, unveröff. Diss. an der Universität München 1956
- FLINT, R.F.: Glacial and Quaternary Geology, New York 1971
- FRANK, H.: Geologische Untersuchungen im Ostteil der Murnauer Mulde nördlich Kleinweil, unveröff. Diplomarbeit an der Universität München 1967
- Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers, Eiszeitalter und Gegenwart 29, Hannover 1979, S.77-99
- FURRER, G., BACHMANN, F.: Die Situmetrie (Einregelungsmessung) als morphologische Untersuchungsmethode, Geogr. Helv. 22, Zürich 1968, S. 1-14
- GAMS, H., NORDHAGEN, R.: Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa, Mitt.Geogr.Ges.München 16, München 1923, S.13-336
- GAREIS, J.: Die Toteisfluren des bayerischen Alpenvorlandes als Zeugnis für die Art des spätwürmeiszeitlichen Eisschwundes, Würzburger Geogr. Arb. 46, Würzburg 1978
- GEBHARDT, P.: Hydrogeologische und geotechnische Probleme bei Planung und Bau der U-Bahn-Linie 8/1, in: U-Bahn für München, U-Bahn-Linie 8/1, Hrsg. Firmengruppe und U-Bahn-Referat der Landeshauptstadt München, München 1980
- GERMAN, R.: Gibt es Grundmoränenlandschaften im Umkreis der Alpen, Regio Basiliensis 12, H.2, Basel 1971, S. 362-376
- Sedimente und Formen der glazialen Serie, Eiszeitalter und Gegenwart 23, Öhringen 1973, S. 5-15
- GRUBER, Chr.: Das Isarthal zwischen der Loisach-und der Ampereinmündung, Jahresber. d. Geogr. Ges. München 6/7, 1877-79, München 1880, S. 107-140
- Der Hachinger Bach und seine Umgebung, Jahresber. d. Geogr. Ges. München 6/7, 1877-79, München 1880, S. 141-147
- Das Gleisenthal, Das Ausland 56, Stuttgart-München 1883, S. 76-78, 87-91

- GRUBER, Chr.: Das Münchener Becken, Ein Beitrag zur physikalischen Geographie Südbayerns, Forsch. z. dtsh. Landes-u. Volkskunde 1, H. 4, Stuttgart 1885
- HEERING, G.: Dem Urso auf der Spur, Eine Chronik von Irschenhausen im Isartal, München 1967
- HEILMEYER, A.: Das Gebiet der "Mittleren Isar", Wanderbücher der Münchener Neuesten Nachrichten, H. 4, München 1923
- Berg am Laim, Östliches Waldgebiet, Hachinger Tal und Umgebung, Wanderbücher der Münchener Neuesten Nachrichten, H. 5, München 1923
- Das Isarthal von Thalkirchen bis Schäftlarn und Umgebung, Wanderbücher der Münchener Neuesten Nachrichten, H. 8, München 1923
- HOFMANN, W.: Geländeaufnahme und Geländedarstellung, Praktische Arbeitsweisen, Das Geographische Seminar, Braunschweig 1971
- JERZ, H.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Bayern 1: 25 000, Blatt 8134 Königsdorf, München 1968
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 25 000, Blatt 8134 Königsdorf, München 1969
- Zur Stratigraphie des Jung-Quartärs im nördlichen Alpenvorland nach 14 C-Datierungen, Geol. Bav. 63, München 1970, S. 207-216
- Das Wolfartshausener Becken, seine glaziale Anlage und Über-
tiefung, Eiszeitalter und Gegenwart 29, Hannover 1979, S.63-69
- JERZ, H., TRAUB, F.: Ein Lößprofil von Duttendorf (Oberösterreich) gegen-
über Burghausen an der Salzach, Zeitschr. f. Gletscherkunde
und Glazialgeologie 11, H. 1/2, 1975, Innsbruck 1976
- KALIENBACH, H.: Zur Quartärgeologie und Hydrogeologie im würmeiszeitlichen
Isargletscher-Bereich nördlich von Bad Tölz, unveröff. Diss.
an der Technischen Hochschule München 1964
- KLEBELSBERG, R.v.: Moränen-und Drumlinzonen der oberbayerischen Vorland-
verglatterung, Mitt. Geogr. Ges. München 8, München 1913,
S. 49-54
- Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande, Teil IV,
Die Voralpen zwischen Loisach und Isar, Zeitschr. f. Gletscher-
kunde 8, Berlin 1914, S. 243-263
- Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. I,
Allgemeiner Teil, Wien 1948
- KNAUER, J.: Glazialgeologische Ergebnisse aus dem Isargletschergebiet,
Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Ges. 80, 1928, Berlin 1929, S. 294-303
- Erläuterungen zur Geognostischen Karte von Bayern
1:100 000, Blatt München West,
Teilblatt München-Landsberg, München 1929
Teilblatt München-Starnberg, München 1931

- KNAUER, J.: Die Ablagerungen der älteren Würm-Eiszeit (Vorrückungsphase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiete, Abh. d. geol. Landesuntersuchung am Bayerischen Oberbergamt 21, München 1935, S. 1-65
- Widerlegung der Einwendungen C.Trolls gegen die Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit, Mitt. Geogr. Ges. München 30, München 1937, S. 1-38
- Erläuterungen zur Geol.Karte von Bayern 1:25 000, Blatt 692 München, München 1938
- Zur Theorie der "überfahrenen" Würm-Endmoränen, Sonderdr. aus Mitt. d. Reichsstelle f. Bodenforschung, Zweigstelle München 37, München 1941
- Über das Bühl-Stadium bzw. Ammersee- und Stephanskirchner Stadium im Inn- und Isargletschergebiet Südbayerns, Jahrbuch d. Reichsanst. f. Bodenforschung f. 1942, Bd. 63, Berlin 1944, S. 176-184
- Diluviale Talverschüttung und Epigenese im südlichen Bayern, Geol. Bav. 11, München 1952
- Gedanken über die Bildung der fluvioglazialen Täler im Alpenvorland und die Ursachen für ihre Zuschüttung, Geol. Bav. 19, München 1953, S. 146-167
- KOEHNE, W.: Erläuterungen zur Geol. Karte von Bayern 1:25 000, Blatt 713 Baierbrunn, München 1914
Blatt 712 Gauting, München 1915
- KOHL, F.: Der nichtkarbonatische Anteil in südbayerischen Schottern und deren Böden, Geol. Bav. 55, München 1965, S. 360-370
- KOLB, A.: Die Entstehung des Isartales oberhalb München, Das Bayernland 46 H. 12, München 1935, S. 353-359
- KÖSTER, E., LESER, H.: Geomorphologie I, Praktische Arbeitsweisen, Das Geographische Seminar, Braunschweig 1967
- LEBLING, Cl.: Profile im Pleistozän zwischen Isar und Mangfall, N.Jahrb. Geol. u. Paläont. Monatsh., Stuttgart 1958, H. 8/9, S. 415-421
- Profile im Pleistozän von Tölz (Nord), N. Jahrb. Geol. u. Paläont. Monatsh., Stuttgart 1959 a, H. 6, S. 273-281
- Landform, Stein und Wasser um Holzkirchen, München 1959 b
- LESER, H.: Geomorphologie II, Praktische Arbeitsweisen, Das Geographische Seminar, Braunschweig 1968
- Feld-und Labormethoden der Geomorphologie, Berlin/New York 1977
- LESER, H., STÄBLEIN, G.: Geomorphologische Kartierung, Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1:25 000, 2. veränd. Aufl., (Inst. f. Phys. Geogr. d. Freien Universität Berlin), Berlin 1975
- LEVY, F.: Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete, Ostalpine Formstudien I, 1, Berlin 1920, S. 1-192

- LEYDEN, F.: Gliederung des altbayerischen Spätglazials, Geol. Rundschau 16, Berlin 1925, S. 337-350
- LOUIS, H.: Allgemeine Geomorphologie, Lehrbuch der Allgemeinen Geographie Bd. I, 3. Aufl., Berlin 1968
- MATHÄSER, H.: Die Landschaft des Tölzer Kreises, München/Gotteswinter 1958
- MAULL, O.: Die Münchener Ebene, in: Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, Remagen 1953, S. 113-115
- MICHELER, A.: Naturschutz und Naturbild, in: Der Landkreis Wolfratshausen in Geschichte und Gegenwart, ein Heimatbuch, Hrsg. H. Aigner, München 1965, S. 64-82
- MÜLLER, S.: Hydrogeologische und hydrologische Untersuchungen in der Pupplinger Au im Isartal südlich von München, Diss. an der Universität München 1973
- MÜLLER-DEILE, G.: Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochelsee in Oberbayern, Mitt.d.Reichsstelle f. Bodenforschung, Zweigstelle München 34, München 1940
- MÜNICHSDORFER, F.: Das geologische Querprofil von München, Geognostische Jahresh. 34, München 1922, S. 125-132
- PAUL, H., RUOFF, S.: Pollenstatistische und stratigraphische Mooruntersuchungen im südlichen Bayern, Berichte d. Bayer. Bot. Ges. z. Erforschung d. heimischen Flora XIX, München 1927
- PENCK, A.: Die Glazialbildungen zwischen Tölz und Holzkirchen, Zeitschr. f. Gletscherkunde 7, Berlin 1913, S. 74-118
- Die Terrassen des Isartales in den Alpen, Sitzungsber. d. Preuß. Akad. d. Wissensch., phys. math. Klasse XIX/XX, Berlin 1922, S. 182-208
- PENCK, A., BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. I, Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen, Leipzig 1909
- POSER, H., HÖVERMANN, J.: Beiträge zur morphometrischen und morphologischen Schotteranalyse, Abhandl. d. Braunschweiger Wissenschaft. Ges. 4, Braunschweig 1952, S. 12-36
- PRICE, R.J.: Glacial and Fluvioglacial Landforms, London 1973
- RATHJENS, C.: Asymmetrische Täler in den Niederterrassen des nördlichen Alpenvorlandes, Geol. Bav. 14, München 1952, S. 140-150
- Über Klima und Formenschatz der Späteiszeit, Geol. Bav. 19, München 1953, S. 186-194
- Das Schlernstadium und der Klimaablauf der Späteiszeit im nördlichen Alpenraum, Eiszeitalter und Gegenwart 4/5, Öhringen 1954, S. 181-188
- REICHELT, G.: Über Schotterformen und Rundungsgradanalyse als Feldmethode, Petermanns Geogr. Mitt. 105, H. 1, Gotha 1961, S. 15-24

- REIS, O.M.: Über einzelne Beobachtungen im Diluvium der Umgebung von München, Geognostische Jahresh. 34, München 1922, S. 143-168
- ROTHPLETZ, A.: Die Osterseen und der Isar-Vorlandgletscher, Mitt.Geogr. Ges. München 12, München 1917, S. 99-314
- SAUER, E.: Verbreitung, Zusammensetzung und Entstehung diluvialer Seeabsätze im oberen Isartal, Sonderdruck aus Min. u. Petr. Mitt. 50, Leipzig 1938
- SCHAEFER, I.: Die diluviale Erosion und Akkumulation, Erkenntnisse über die Talbildung im Alpenvorland, Forsch. z. dtsh. Landeskunde 49, Landshut 1930
- Morphologische Untersuchungen im Gebiet des jungdiluvialen Iller- und östlichen Rheingletschers und ihrem nördlichen Vorland, Diss. an der Universität München 1939
- Vom Wesen der diluvialen Erosion und Akkumulation, Dtsch. Geographentag München 1948, Landshut 1950, S. 101-110
- Münchener Ebene und Isartal, Mitt.Geogr. Ges. München 53, München 1968, S. 175-203
- Die Altmoränen des diluvialen Isar-Loisach-Gletschers und ihr Verständnis aus der Kenntnis der Paareiszeit, Mitt.Geogr. Ges. München 60, München 1975, S. 115-153
- Die Gliederung der Münchener Ebene, Mitt. Geogr. Ges. München 63, München 1978, S. 37-67
- SCHIRM, E.: Die hydrogeologischen Verhältnisse der Münchener Schotterebene östlich der Isar, Diss. an der Universität München 1968
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie des Isartalgebietes im Bereich des Rißbach-Stollens und des geplanten Sylvenstein-Staubeckens, Geol. Bav. 4, München 1950
- Zur Frage quartärer Krustenbewegungen im Alpen- und Voralpengebiet des Isartal-Bereiches, Geol. Rundschau 43, Stuttgart 1955, S. 144-158
- SCHRÖDER, R.: Die Conchylien des Münchener Gebietes vom Pleistozän bis zur Gegenwart, Nachr. Blatt d. dtsh. Malakozoolog. Ges. 3/4, Schwanheim a. Main 1915
- SCHUMACHER, R.: Würmeiszeitliche Entwässerungssysteme zwischen Würm und Isar im Bereich der äußeren Endmoränen, unveröff. Zulassungsarbeit zum Staatsexamen an der Universität München 1977
- SICHERMANN, H.: Die gefaltete Molasse westlich von Bad Tölz und ihre quartäre Bedeckung, unveröff. Diplomarbeit an der Technischen Hochschule München 1965
- SIMON, L.: Die Entstehung der voralpinen bayerischen Seen, Forsch. z. bayerischen Landeskunde 2, München 1921
- Der Werdegang unserer südbayerischen Seen, Das Bayernland 37, H. 15, München 1926, S. 449-452

SIMON, L.: Ein Beispiel glazialer Fließdruckwirkung aus dem Gebiet des Isargletschers (Tölz), Zeitschr. f. Gletscherkunde 15, Leipzig 1927, S. 291-293

Die Gegend von Tölz in der Nacheiszeit,

a) Die Sonderstellung des Tölzer Isarsees

b) Die Beziehungen zwischen Kirchsee, Ellbach-Moor und Tölzer Becken

Abhandl. d. Geol. Landesuntersuchung am Bayer. Oberbergamt 1931, H. 3/4, München 1931, S. 21-30, 35-43

SPAETH, W.v.: Geologische Untersuchungen im Ostteil der Murnauer Mulde bei Sindelsdorf, unveröff. Diplomarbeit an der Universität München 1967

STÄBLEIN, G.: Grobsediment Analyse als Arbeitsmethode der genetischen Morphologie, Würzburger Geogr. Arb. 27, Würzburg 1970

STEPHAN, W.: Frühwürmeiszeitliche Schieferkohlevorkommen im Bereich des östlichen Isarvorlandgletschers, Geol. Bav. 63, München 1970, S. 217-230

STEPHAN, W., HESSE, R.: Erläuterungen zur Geol. Karte von Bayern 1: 25 000, Blatt 8236 Tegernsee, München 1966

TROLL, C.: Der diluviale Inn-Chiemsee Gletscher, Forsch. z. dtsch. Landeskunde 23, H. 1, Stuttgart 1924

Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen, Mitt. Geogr. Ges. München 18, München 1925, S. 281-292

Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen, Forsch. z. dtsch. Landeskunde 24, H. 4, Stuttgart 1926

Die sogenannte Vorrückungsphase der Würmeiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückgang, Mitt. Geogr. Ges. München 29, München 1936, S. 1-38

Die jungeiszeitlichen Ablagerungen des Loisachvorlandes in Oberbayern, Geol. Rundschau 28, Stuttgart 1937, S. 599-611

Tiefenerosion, Seitenerosion, Akkumulation der Flüsse im fluvioglazialen und periglazialen Bereich, Petermanns Er-gänzungsh. 262, Gotha 1957, S. 213-226

TROLL, W.: Die natürlichen Wälder im Gebiete des Isar-Vorlandgletschers, Mitt. Geogr. Ges. 19, München 1926, S. 1-129

ULE, W.: Der Wurmsee in Oberbayern, Leipzig 1901 a

Die Entstehung und die physikalischen Verhältnisse des Würmsees, Jahresber. d. Geogr. Ges. München 19, 1900/1901, München 1901 b, S. 58-75

Alter und Entstehung des Würmsees, Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1904, S. 651-659

WASMUND, E.: Zur Postglazial-Geschichte des Würmseesgebietes, Verhandl. d. Internat. Ver. f. theor. u. angew. Limnologie III, Stuttgart 1927, S. 474-476

- WASMUND, E.: Natur und Landschaft der Gemeinde Holzhausen am Würmsee in ihrer erdgeschichtlichen und gegenwärtigen Entwicklung, Sonderdr. aus Lech-Isar-Land, Monatsschrift des Heimatverbandes Huogisau, 4.Jg. Diessen a. A. 1928
- Obermiozäne Entstehungs-und diluviale Entwicklungsgeschichte des Tischberg-Härtlings am Starnberger See, Jahrb. Geol. Bundesanstalt Wien 79, Wien 1929, S. 571-626
- WILHELM, F.: Verbreitung und Entstehung von Seen in den Bayerischen Alpen und im Alpenvorland, Das Gas-und Wasserfach, Wasser, Abwasser 113, H. 9, München 1972, S. 393-403
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter, Grundlinien einer Geologie des Quartärs, Bd. I, 2.Aufl., Stuttgart 1954
Bd.II, 2.Aufl., Stuttgart 1958
- ZEIL, W.: Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern, Geol. Bav. 20, München 1954

KARTENVERZEICHNIS

1. Topographische Karten

1 : 100 000 Umgebungskarte 1, München und Umgebung

1 : 50 000 L 7934 München
L 8134 Wolfratshausen
L 8334 Bad Tölz
L 8136 Holzkirchen

1 : 25 000 7835 München
7934 Starnberg Nord
7935 München Solln
8034 Starnberg Süd
8035 Sauerlach
8036 Otterfing
8134 Königsdorf
8135 Sachsenkam
8136 Holzkirchen
8234 Penzberg
8235 Bad Tölz

1 : 5 000 Höhenflurkarte

SW V/5
SW VI/5
SW VII/5
SW VIII/5
SW VI/6
SW VII/6
SW VIII/6

2. Geologische und geomorphologische Karten

AIGNER, D.: Geologische Übersichtskarte der Gegend von Bad Tölz 1:100 000,
Mitt. Geogr. Ges. Mü. 5, München 1910

Geologische Übersichtskarte der Gegend von Murnau 1:100 000,
Mitt. Geogr. Ges. Mü. 8, München 1917

AMMON, L.v.: Geologische Übersichtskarte 1:250 000 der Gegend von München,
Festschr. d. Geogr. Ges. München zu ihrem 25-jährigen Bestehen,
München 1894

Bayerisches Geol. Landesamt: Geologische Karte von Bayern 1:500 000,
2.Aufl. München 1964

BUECHLER, E.: Manuskriptkarten zur Standortkundlichen Bodenkarte von Bayern
1:50 000, Großraum München (Bayer. Geol. Landesamt)
Blatt Sauerlach 1:15 000, Aufnahme 1975, noch unveröff.
Blatt Sachsenkam 1:15 000, Aufnahme 1975/76, noch unveröff.

FEICHTMAIER, O., LEDLING, C.: Geologische Ausgabe des Blattes 638 München
der Karte des Deutschen Reiches 1:100 000, München 1921

FEICHTMAIER, O., LEDLING, C. Geologische Ausgabe des Blattes 651 Tölz
WEITHOFER, K. der Karte des Deutschen Reiches 1:100 000, München 1923

FRANK, H.: Geologische Karte des Ostteiles der Murmauer Mulde nördlich von Kleinweil 1:5 000, unveröff. Diplomarbeit an der Universität München 1967

GROTTENTHALER, W.: Geologische Karte von Bayern 1: 25 000, Blatt 8036 Otterfing, (Bayer. Geol. Landesamt), noch unveröff.

Blatt 8136 Holzkirchen, noch unveröff.

JERZ, H.: Bodenkarte von Bayern 1:25 000, Blatt 8134 Königsdorf, (Bayer. Geol. Landesamt), München 1968

Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt 8134 Königsdorf, (Bayer. Geol. Landesamt), München 1969

Blatt 8034 Starnberg Süd, noch unveröff.

Blatt 7934 Starnberg Nord, noch unveröff.

KALLENBACH, H.: Geologische Karte des Tölzer Lobus 1: 50 000, unveröff. Diss. an der Technischen Hochschule München 1964

KNAUER, J.: Geognostische Karte von Bayern 1: 100 000, Teilblatt München-Starnberg, München 1931

Geologische Karte von Bayern 1: 25 000, Blatt 692 München, München 1938

KOEHNE, W.: Geologische Karte von Bayern 1: 25 000, Blatt 713 Baierbrunn, München 1914; Blatt 712 Gauting, München 1915

LEBLING, C.: Landform, Stein und Wasser um Holzkirchen, München 1959

PETSCHER, A.: Manuskriptkarte zur standortkundlichen Bodenkarte von Bayern 1: 50 000, Großraum München, (Bayer. Geol. Landesamt), Blatt 7935 München-Solln 1: 15 000, Aufnahme 1979, noch unveröff.

ROTHPLETZ, A.: Endmoränen, Drumlins, Oser und Seen aus der letzten Eiszeit, Karte des Isarvorlandgletschers 1:150 000, Mitt. Geogr. Ges. München 12, München 1917

Geologische Karte des Osterseegebietes 1:25 000, Mitt. Geogr. Ges. München 12, München 1917

SCHAEFER, I.: Die geomorphologische Gliederung der Münchener Ebene, Mitt. Geogr. Ges. München 63, München 1978

SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologische Karte von Bayern 1:100 000, Blatt 664 Tegernsee, (Bayer. Geol. Landesamt), München 1953

Geologische Skizze des Isartal-Gebietes zwischen Bad Tölz und München, in: Heering, G., Dem Urso auf der Spur, Eine Chronik von Irschenhausen im Isartal, München 1967

SCHUMACHER, R.: Würmeiszeitliche Entwässerungssysteme zwischen Würm und Isar im Bereich der äußeren Endmoränen 1: 5 000, unveröff. Zulassungsarbeit zum Staatsexamen an der Universität München 1977

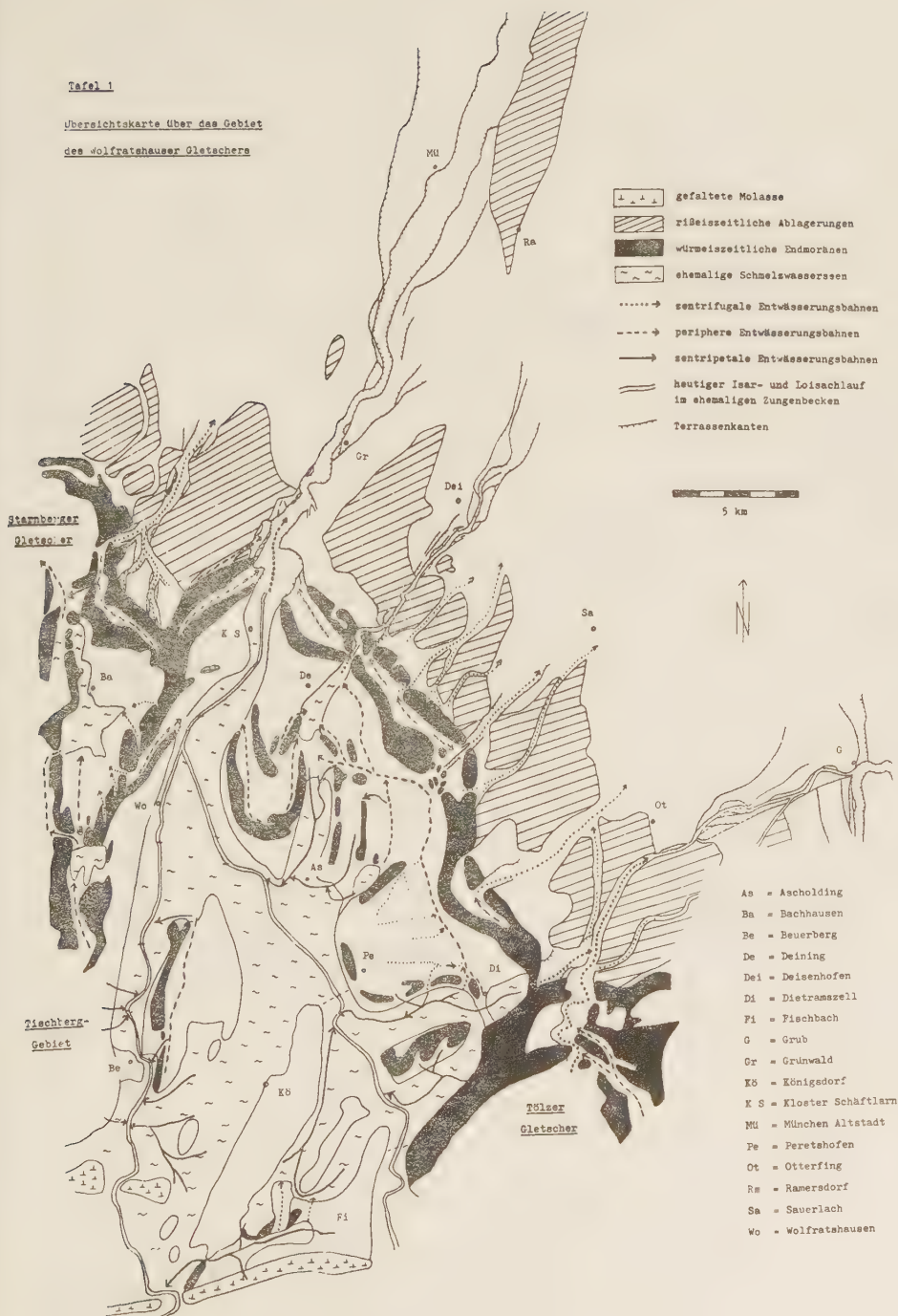
- SICHERMANN, H.: Die gefaltete Molasse westlich von Bad Tölz und ihre quartäre Bedeckung 1: 5 000, unveröff. Diplomarbeit an der Technischen Hochschule München 1965
- SPAETH, W.v.: Geologische Karte des Ostteiles der Murnauer Mulde bei Sindelsdorf 1:5 000, unveröff. Diplomarbeit an der Universität München 1967
- STEPHAN, W.: Geologische Karte von Bayern 1: 25 000, Blatt 8234 Penzberg, (Bayer. Geol. Landesamt), noch unveröff.
- STEPHAN, W., HESSE, R.: Tölzer Lobus des würmeiszeitlichen Isargletschers, Ostrand, 1: 50 000, Beilage 6 zu den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 25 000, Blatt 8236 Tegernsee, (Bayer. Geol. Landesamt), München 1966
- TILLMANN, H.: Geologisch-Hydrologische Karte von München 1: 50 000, (Bayer. Geol. Landesamt), München 1953
- TRAUB, F.: Hydrogeologische Übersichtskarte 1: 500 000, Blatt München, Remagen 1956
- TROLL, C.: Geologisch-morphologische Karte des diluvialen Inn-Chiemsee-Gletschers 1: 100 000, Forsch. z. dtsh. Landeskunde 23, H.1, Stuttgart 1924
- Die Gliederung des Wolfratshauser Gletschers in seine genetischen Elemente, Mitt. Geogr. Ges. München 18, München 1925, S. 286
- ZEIL, W.: Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern 1: 25 000, Geologica Bavarica 20, München 1954

LEBENS LAUF

9.10.1953	Geburt als Sohn des damaligen Studienrates Theo Schumacher und seiner Ehefrau Irmgard, geb. Kramling, in Augsburg
1955	Umzug nach München
1959-1963	Besuch der Volksschule
1963-1972	Besuch eines neusprachlichen Gymnasiums
1972	Abitur
1972-1973	Wehrdienst in einem Fernmeldebataillon
1973	Aufnahme des Studiums der Fächer Anglistik und Geographie
1977	Zulassungsarbeit in Geographie
1978	Staatsexamen
seit 1979	Arbeit an der vorliegenden Dissertation

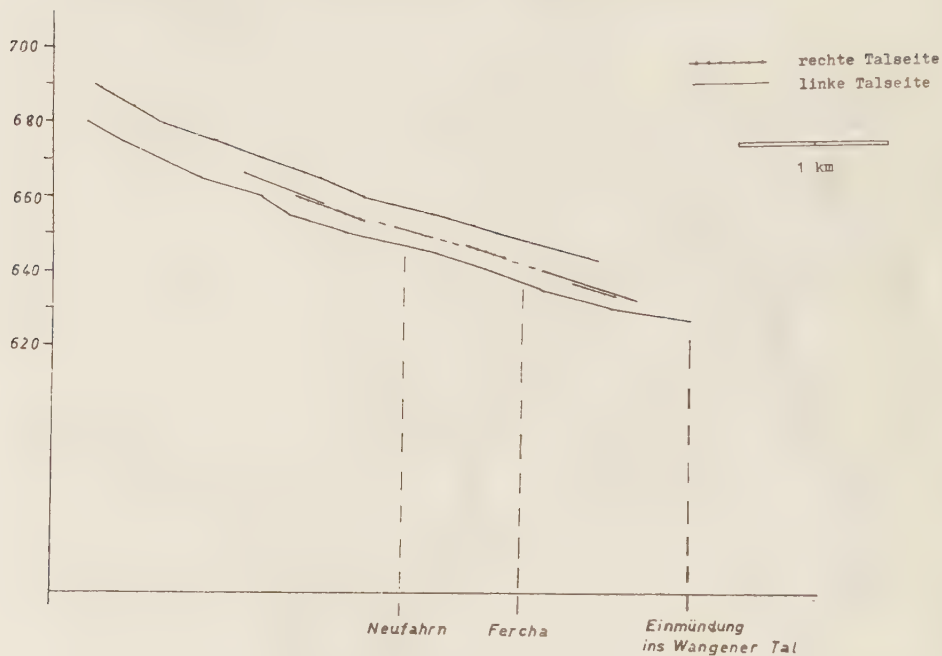
Tafel 1

Übersichtskarte über das Gebiet
des Wolfratshauser Gletschers



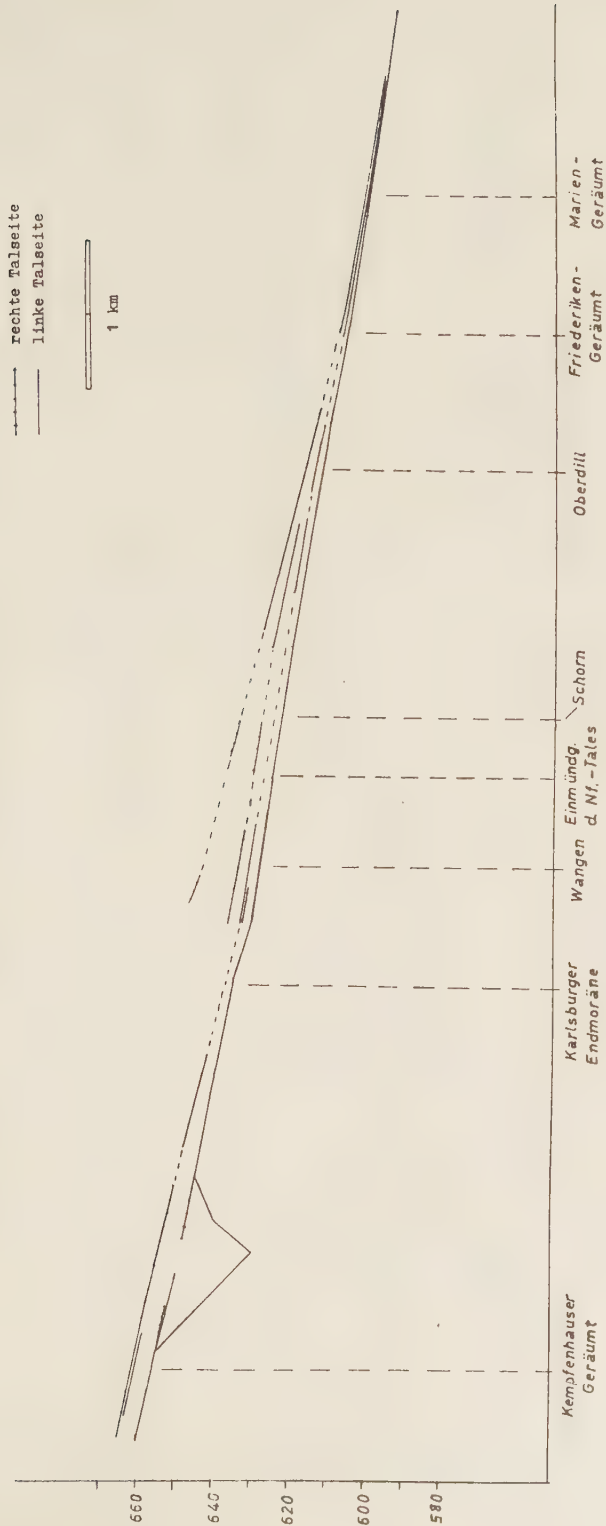
Tafel 2a

Längsprofil des Neufahrner Tales



Tafel 2b

Längsprofil des Wangener Tales



Reisener
Zinsorste
Dienhartinger
Zinsorste

Tafel 4 Längsprofil des Gleißentales

----- rechte Talsohle
----- links Talsohle
----- seitlich einmündende
Borstenhausen-Jettenhäuser
Klinge

1 km



40
20
500
80
60
40
10
00
1
1
1
1
1
40
84
4
1
4

Tafel C

Längsprofil des Reichertshäuser Tales

- A = Aufhäuser Stufe
- O = Oehlböcker Stufe
- D = Dettenhauser Stufe
- E = Eglinger Stufe

----- rechte Talsohle
 ----- linke Talsohle



